#69

ISSN 0582—415X

西水研研報
Bull. Seikai Nat. Fish. Res. Inst.
(69), 1991

BULLETIN
OF
SEIKAI NATIONAL FISHERIES RESEARCH INSTITUTE

No. 69
May 1991

西海区水産研究所研究報告

第 69 号

九州南西海域における黒潮小蛇行に伴う渦流の変動
およびその魚卵稚仔輸送への影響……宮地邦明　1

黄海における発達した躍層とかいあし類 *Calanus sinicus*
の昼夜鉛直移動（英文）
……森岡泰啓・篠原富美子・中嶋純子・入江隆彦　79

西海区水産研究所
長崎市国分町 49

平成 3 年 5 月

LIBRARY
DEC 20 1991
National Marine Fisheries Service
2570 Dole Street
Honolulu, Hawaii

November 18 1991

Dear librarian

I express my thanks for your reception and re-circulation of our bulletin titled "Bulletin of Seikai National Fisheries Research Institute".

By the way, I am now investigating our mailing list for above mentioned Bulletin. So please fill the blanks of receipt card enveloped and return to me.

If I could not receive your card, I intend to leave out adress of your library from our mailing list.

Sincerely Yours,

Toshiyuki Yorozu

Librarian
Seikai National Fisheries
Research Institute

Digitized by the Internet Archive
in 2025

https://archive.org/details/bulletin-seikai-national-fisheries-research-institute_1991-05_69

Studies on the Eddies Associated with the Meander of the Kuroshio in the Waters off Southwest Coast of Kyushu and Their Effects on Egg and Larval Transport (in Japanese)

Kuniaki MIYAJI

Bull. Seikai Natl. Fish. Res. Inst., (69), 1-77 (1991)

The small meander of the Kuroshio was found to have a predominant period of 10-20 days and wave length of 200-300 km, propagating toward the downstream direction of the Kuroshio with a phase velocity of about 20 cm sec^{-1}. It appeared that the meander preceded the formation of an anti-cyclonic eddy (diameter≧160 km), and the anti-cyclonic eddy subsequently excited the oscillation of the meander. The anti-cyclonic eddy drew the coastal water from the fringe. The coastal water area stretched toward the offshore from southwestern coast of Kyushu was transformed into a trough of the small meander after the eddy disrupted, in which the sardine spawning ground was formed. The author has suggested new method and design of the survey to estimate the transportation of eggs and/or larvae in due consideration of the mesoscale oceanographic features.

Key words : small meander, Kuroshio, anti-cyclonic eddy, sardine spawning ground, mesoscale oceanographic features

A Diel Vertical Migration of the Copepod *Calanus sinicus* in Relation to Well-developed Thermocline in the Yellow Sea, October 1987

Yasuhiro MORIOKA, Fumiko SHINOHARA, Junko NAKASHIMA and Takahiko IRIE

Bull. Seikai Natl. Fish. Res. Inst., (69), 79-86 (1991)

Four hours interval plankton samplings were made with MTD nets by simultaneous horizontal tows at a site of the central area of the Yellow Sea. Thermocline was well developed at the depth of 30-50 meters. Diel pattern of vertical distribution of *Calanus sinicus* instars older than copepodite stage Ⅲ was observed. Stages Ⅲ and Ⅳ showed no day-night difference. The center of the distribution coincided with well-developed thermocline. Stage Ⅴ and adult male were distributed below the thermocline at daytime and showed nocturnal upward migration into the center of thermocline. Adult female occurred scarecely during the day through vertical column, but was concentrated at the layer above the thermocline at night. It is suggested that the diel vertical migration is related to circadian rhythm of feeding in close association with the phytoplankton rich layer.

Key words : *Calanus sinicus*, circadian rhythms, vertical migrations, feeding migrations, density stratification, Yellow Sea

西水研研報　第69号，平成3年5月
Bull. Seikai Natl. Fish. Res. Inst., No.69, May 1991

九州南西海域における黒潮小蛇行に伴う渦流の変動およびその魚卵稚仔輸送への影響

宮　地　邦　明*

Studies on the Eddies associated with the Meander of the Kuroshio in the Waters off Southwest Coast of Kyushu and their Effects on Egg and Larval Transport

Kuniaki MIYAJI*

ABSTRACT

The evolution of mesoscale oceanographic features and effects of mesoscale phenomena on sardine egg and larval transport were examined on the basis of data observed by several means, i. e. cruise survey, NOAA infrared imagery, mooring currentmeter and monitoring system with a ferryboat in the waters southwest of Kyushu, the East China Sea.

It has been found that the small meander of the Kuroshio associated with eddies had a significant effect on the egg and larval transport. The small meander of the Kuroshio was found to have a predominant period of 10-20 days and wave length of 200-300 km, propagating toward the downstream direction of the Kuroshio with a phase velocity of about 20 cm sec^{-1}. It appeared that the meander preceded the formation of an anti-cyclonic eddy (diameter$\geqq$160 km), and the anti-cyclonic eddy subsequently excited the oscillation of the meander. When the anti-cyclonic eddy was growing, the coastal water was drawn from the fringe to the center of the eddy. It was conspicuous in northeastern portion of the eddy in particular. After the eddy disrupted, the coastal water area stretched toward the offshore was transformed into a trough of the small meander and shifted eastward as the meander progressed. Statistical analysis of sea surface temperature observed from the ferryboat showed that the chain of event was generated once or twice a month over a five year period. The sardine spawning area was formed in the coastal water area. The sardine eggs and larvae were transported with the coastal water under the transition of the mesoscale oceanic phenomena. Consequently we need

平成3年4月10日受理（Received April 10, 1991）
西海区水産研究所業績第466号（Contribution from Seikai National Fisheries Research Institute, No. 466）
*西海区水産研究所　〒850 長崎市国分町49（Seikai National Fisheries Research Institute, Kokubu-machi, Nagasaki 850, Japan）

egg and larval surveys which should be designed taking into account space and/or time scale of variation of the mesoscale events in order to estimate exactly the abundance of eggs and larvae transported.

目　　次

第1章　序　章
1—1　九州南西海域における中規模海洋構造とその変動および魚卵稚仔輸送機能研究の意義・背景……3
1—2　九州南西海域における中規模海洋構造とその動態・輸送機能に関する従来の知見……3
1—3　本研究の目的と構成……5
第2章　九州南西海域の水塊構造と地衡流……6
2—1　観測と資料……6
2—2　水温・塩分の分布……8
(1)　鉛直分布……8
(2)　水平分布……10
2—3　力学計算で得られる海水流動の特徴……12
(1)　地衡流……12
(2)　渦度と収束……16
2—4　まとめ……18
第3章　係留系観測で得られた流速の時間的変動特性……18
3—1　観測と資料……19
3—2　測得流の時系列と流程……19
(1)　流速の時間的変動……19
(2)　流程……29
3—3　流速変動場の特性……33
3—4　流れの長周期変動と持続性……41
3—5　変動の伝播……43
3—6　渦の消長……45
3—7　まとめ……47
第4章　トカラ海峡における黒潮の離接岸変動と九州南西海域の流動構造……47
4—1　資料……48
4—2　人工衛星の熱赤外画像による表面水温分布とトカラ海峡航走水温観測結果……48
4—3　二重構造の出現頻度……54
4—4　黒潮離接岸変動の周期と持続性……56
4—5　係留系がとらえた流れの変動とトカラ海峡における黒潮流軸位置の関係……56
4—6　まとめ……60
第5章　マイワシ卵の分布と海洋構造……61
5—1　資料……61
5—2　トカラ海峡における魚卵・稚仔調査の結果……61
5—3　マイワシ卵の分布と黒潮流軸変動……64
5—4　薩南海域の産卵場における卵量の推定……66

5－5　まとめ……67
第6章　総合考察……68
6－1　黒潮小蛇行と渦流の形成について……68
6－2　黒潮小蛇行と渦流が魚卵・稚仔の輸送に果たす役割……70
要　約……73
謝　辞……75
文　献……75

第1章　序　　章

1－1　九州南西海域における中規模海洋構造とその変動および魚卵稚仔輸送機能研究の意義・背景

東シナ海の大陸棚縁辺から九州西岸にかけての海域は，マアジ・マサバ・マイワシ等の浮魚類をはじめとする多くの魚類が生息し，また，それらの産卵場となっている．中でも，資源量変動の大きな魚種として知られているマイワシはその量的変動に伴って産卵場も変化し，資源が増大した時期には九州南西海域，特に薩南海域には大産卵場が形成される[1-4]．ここで生まれた卵や稚仔は，沖合を流れる黒潮や対馬暖流によって太平洋沿岸あるいは日本海方面に輸送され，日本沿岸の資源の補給源と考えられている．したがって，日本近海における多獲性魚類資源の変動の機構を解明し，それを予測する上で，九州南西海域における産卵場からの魚卵・稚仔の輸送過程を明らかにすることは，卵・稚仔生き残りに関する生物学的研究と並んで欠かすことのできない重要研究課題である．

卵・稚仔の輸送に関しては，これまで多くの研究が行われてきた．その多くは，遊泳力の乏しい卵・稚仔の生き残りは成育可能な水域に輸送されるか否かで大きく左右されるとする考え方で，Hjort[5]の説に基づくものである．このような考え方に基づくと，生き残りに critical な時間スケール（数日～数週間）の流れの変動が卵・稚仔輸送を考える上で重要となる．つまり，中規模の海洋現象の果たす役割が大きいと考えられ，Flier and Wroblewski[6]や Reed *et al.*[7]によってもその重要性が指摘されている．そこで，本研究は東シナ海の九州南西海域において，中規模海洋現象に焦点を当て，卵・稚仔輸送に関する機能について解明した．

1－2　九州南西海域における中規模海洋構造とその動態・輸送機能に関する従来の知見

ここで言う九州南西海域とは，大陸棚縁辺に沿って北上してきた黒潮が大陸斜面を離れる付近（奄美大島北西海域）から九州沖合およびトカラ海峡にかけての海域である．九州南西海域の海底地形と黒潮流路の模式的な位置を図1に示す．この海域は，沖縄舟状海盆の北端部に当たり，緩やかな勾配をした深部が南から北に延び，五島南の海底谷につながる．大陸棚は，この深みを取り囲むように形成されており，九州西方では南に口を開いた馬蹄形の海底地形となっている．

この海域における資源補給機構に関する研究はこれまでも数多くなされてきた．辻田[8]はそれらの知見に基づき，浮魚類の漁場形成には渦流の影響が大きいとし，九州南西海域においては，30°N，129°E 付近を中心とした反時計回りの渦の存在を示した．しかし，その渦の規模や発生頻度および持続性等の具体的な特性については明らかでない．一方，大島[9]は，南部に補給源が存在しないにもかかわらず九州南西部で多獲される浮遊幼生期間の長いイセエビの輸送のされ方に関して，天草灘を含む九州南西海域には黒潮から分岐する大きな時計回りの渦流・停滞域があると想定し，そこで一つの閉鎖的な生活圏が形成されると推論している．大島[9]の場合は，必ずしも海洋物理学的な見地から渦流を想定したものではないが，その渦流は辻田[8]が指摘したものと比べて北寄りに位置し，回転方向が異なっている．また，渦流の規模についても，大島[9]は九州南西海域一帯を覆うような大きな渦を想定しているのに対し，辻田[8]は黒潮前線付近の地域的に限定された比較的小さな渦を想定している．

このように研究者によって描かれる海況像が大きく

図 1. 九州南西海域の海底地形と海流の概念図
図中の破線は航走水温観測の航路を，アルファベットは船位確認位置を示している．

異なるのは，この海域の海況変動の大きさに起因するものと考えられる．すなわち，この海域における黒潮の流路は，29°30′N～31°N の間で南北方向に変動し，トカラ海峡付近では蛇行をしたり，直行したりしている[10]．前田・桜井[11] の力学計算結果によると，奄美大島北西海域の黒潮流軸の空間的な変動幅は75kmに及び，東シナ海の中では最も大きい．また，この海域は，従来より対馬暖流の派生域と考えられていた海域

でもある．対馬暖流の起源についてはまだ不明な点を多く残しているが，井上・川合[12]は，黒潮からの分枝流が東シナ海南部や北部の屋久島西方でも派生しており，これら分枝流の一部と大陸棚上の海流の一部が合流して対馬暖流の母体を形成していると論じている．さらに川合[13]は，黒潮からの分枝流の派生は東北海区における黒潮続流からの流線剝離に類似し，時空間変動の大きいことを示唆している．

九州南西海域で実際に短期間に変動する中規模現象の存在が示されたのは，1960年代になってからである．藤井・木村[14]は，屋久島沿岸の水温が黒潮流路の変動を反映して急変する現象を見出し，屋久島の沿岸水温が海況変動の指標になりうることを示唆した．1960年代後半になると，短期変動に焦点を合わせた観測も行われるようになり，近藤[15]は，31°30′N 線上の 127°E—130°E 間（約284km）で実施した水温・塩分の反復観測（3回，各5日間）の結果から，短期変動が大きいことを具体的に示した．しかし，観測期間が極めて短く，単に変動の激しさを指摘するに留まっている．その後，観測技術が進歩し，気象観測ブイ，係留系による長期連続測流，定期フェリーボートによる水温の航走連続観測，さらには人工衛星によるリモートセンシング等も行われるようになり，1980年代に入って中規模現象に関する知見は飛躍的に増加してきている．

柴田[16]は，大陸棚上（28°20′N，126°05′E）に設置されている気象観測ブイによる表層水温資料を用いて20日周期の海況変動の存在を指摘し，人工衛星 NOAA の熱赤外画像からその変動が黒潮の小蛇行によってもたらされると推測した．一方，トカラ海峡を横断する定期フェリーボートに取りつけた水温計で得られる航走水温資料を用いて，竹下[17]，濱川[18]，Nagata and Takeshita[19]はいずれも，フェリーボートによる水温の航走連続観測が黒潮変動およびトカラ海峡近傍で派生する分枝流（いわゆる大隅分枝流）をモニターする手段として有効であるとしている．このうち，竹下[17]は約20日周期の黒潮前線の南北変動と鹿児島沿岸における漁獲量変動に相関があることを示した．濱川[18]はトカラ海峡での中間水温（最高水温と最低水温の中間値）を示す位置の変動が黒潮流軸位置の南北変動を反映しているとし，黒潮流軸位置の変動に15日周期の変動が卓越するとしている．さらに彼は，大隅分枝流は黒潮流軸の北上から2～4日遅れて発生するとしている．一方，Nagata and Takeshita[19]は，トカラ海峡で南北に二つの黒潮温度前線が出現する現象，すなわち前線の二重構造が存在することを示すとともに，水温には数十日の周期変動がしばしば認められるものの，その周期は年によって大きく変化することを示した．

これらの10～20日周期の変動は，水温場だけではなく，流速変動場にも存在することが東シナ海南部の大陸棚端や中部の大陸斜面域での係留系による直接測流によって明らかにされている[20-22]．しかしながら，これらの変動の実態についてはまだ不明な点が多い．例えば，大陸棚上や南部の大陸斜面域でとらえられた流速変動とトカラ海峡での水温変動との関連性についてはまだ明らかにされていない．また，これらの水温・流速変動が浮魚類の漁場形成や卵・稚仔輸送に深く係わるとされる渦流とどのように関係しているのか，などの問題が残されている．さらに，水産業の立場からも，漁況・海況予報の精度向上に向けて，フェリーボートによる海況モニターには大きな期待が寄せられており，航走水温記録に見られる変動が，九州南西海域およびその周辺海域のどのような海洋現象を反映しているのか明らかにする必要が生じている．

1—3　本研究の目的と構成

本研究では，まず九州南西海域における海水流動場の空間的構造とその時間的変動特性を明らかにし，その変動の動態と産卵場形成および卵・稚仔輸送との関係を解明することを主な目的とした．特に，産卵場の形成と深い関係があるとみられる中規模の渦流に焦点を当て，渦流の発生と黒潮変動との関連性，マイワシ卵の輸送に及ぼすそれらの影響，さらに今後の卵・稚仔調査のあり方について考察した．

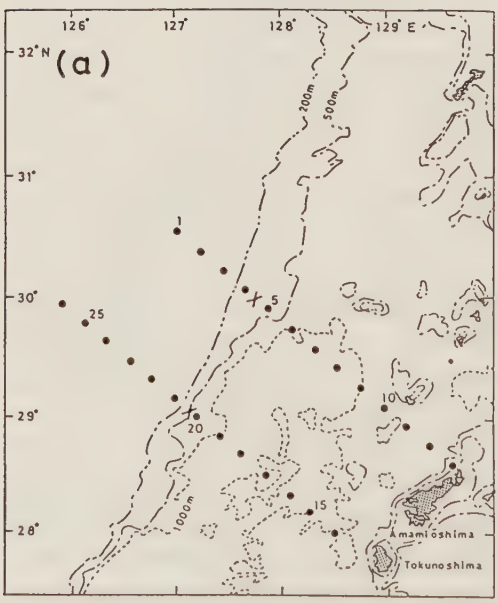
具体的な構成は次のとおりである．まず，第2章で，調査船による水温・塩分観測資料を用いて九州南西海域の水温・塩分と流動場の空間的構造を述べる．次に，第3章で，係留系による測流資料に基づいて，渦流の時空間変動特性の解析結果について述べる．第4章では，人工衛星による熱赤外画像とトカラ海峡を横断する定期フェリーボートによる航走水温観測資料を用いて，黒潮前線の二重構造の成因を明らかにするとともに，渦流による沿岸水の巻き込みについて，そ

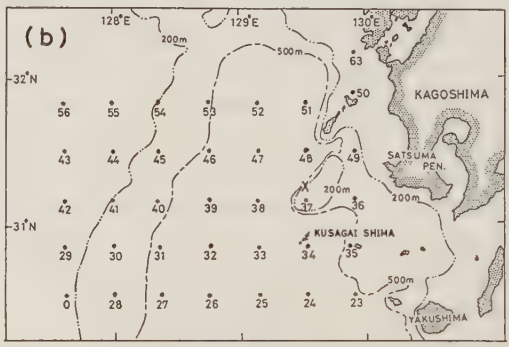
の発生状況を記述する．また，第3章の係留系による測流結果と組み合わせることによって，黒潮流路（小蛇行）の時間変動の空間相関および伝播速度について論じる．また，第5章では，200海里水域内漁業資源調査の一環として実施している卵・稚仔魚群分布精密調査資料，漁海況予報事業による海洋観測資料と既往の報告に基づいて，マイワシ卵の分布を海洋構造との関係において論じる．最後の第6章では，前章までの成果を総括し，黒潮小蛇行と暖水渦の形成機構とそれらが卵・稚仔分布と輸送に果たす役割について議論する．また，今後の卵稚仔調査のあり方について提言を行う．

第 2 章　九州南西海域の水塊構造と地衡流

九州南西海域は，序章でも述べたように，従来は黒潮から対馬暖流が枝分かれする海域と考えられてきた．そのために，これまで両海流の流量を正確に見積もることに主眼を置いた観測が主に実施されてきた．しかも，広域を対象にした観測が多いため，観測の間隔も粗く，既往の資料の多くは，変動の激しい当海域の細かな水塊構造についての議論には適していない．

西海区水産研究所では，1977年から1986年にかけて科学技術庁が推進母体となって実施したプロジェクト「黒潮開発調査研究（Kuroshio Exploitation Utilization Research: KER)」の中で，九州南西海域における海況の短期変動を対象にして調査船による海洋観測と係留系による連続観測を並行して行った．ここでは，調査船による海洋観測資料に基づき，この海域の





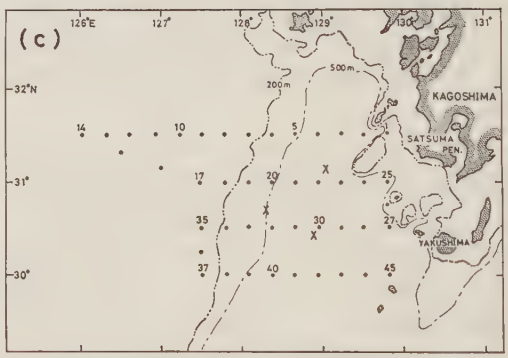


図 2. 観測点の配置図
〔各図の観測期間〕(a)：1982年12月7～15日，1983年2月15～23日（ただし，北部断面のみ），(b)：1985年1月16～20日，(c)：1986年7月4～7日×印は各海洋観測当時に実施した係留系観測の設置位置を示す．

水塊構造と海水流動について述べる．

2—1 観測と資料

本章で用いた資料は，1982年12月7～15日，1983年2月15～23日，1985年1月16～20日，および1986年7月4～7日に実施した4回の観測で得られたものであ

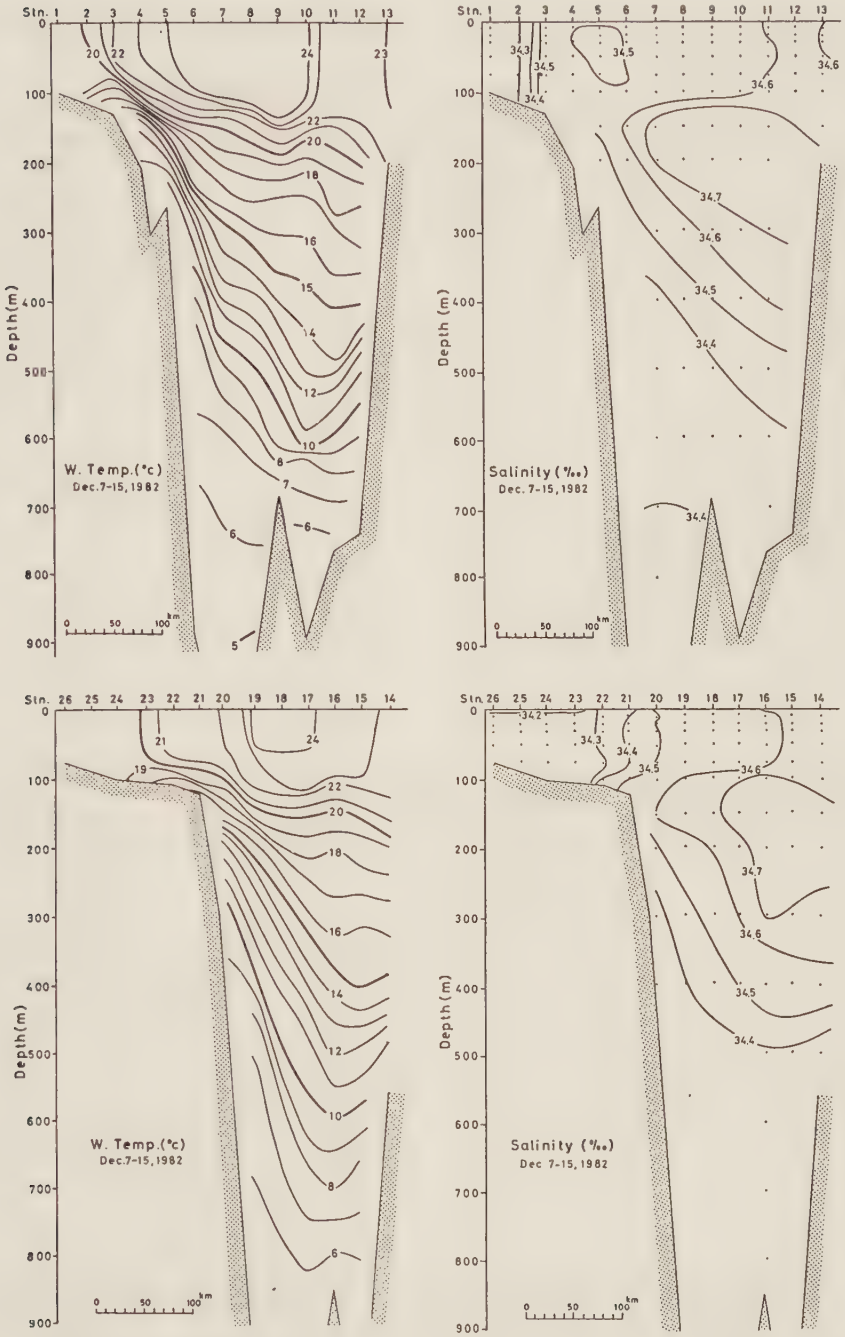


図 3. 奄美大島北西断面〔図 2(a)〕における1982年12月 7 ～15日の水温・塩分鉛直分布

る．それぞれの観測における観測点を図2(a)，(b)，(c)に示す．なお，1983年2月15～23日の観測線は図2(a)の北部断面と同じである．

観測は，時間経過に伴う水塊分布の歪みを極力抑えるために，デジタル記憶方式 BT（DBT：新日本気象海洋株式会社製）による水温観測を主体にして観測時間をできる限り切り詰めて実施した．塩分データは，基本的にはナンセンボルトで採水した試料を分析して用いたが，1983，1985年の観測では欠落，また1986年では200m以浅のみ採水した．

2－2 水温・塩分の分布

(1) 鉛直分布

奄美大島北西海域の特徴

1982年12月7～15日の観測から，黒潮が大陸斜面を離れ始める奄美大島北西海域での特徴について述べる（図3）．約60マイル隔たった南北両測線（図2(a)）における水温・塩分の鉛直分布は，100m以浅では水温・塩分の鉛直勾配が小さく，比較的単調な分布を示して対流混合の盛んな冬季の海況の特徴をよく表している．また，表層には24℃台のウォームコアが，200m付近には34.7台の高塩分域が見られる．さらに，200m以深では等値線が，大陸棚に近づくに従って上昇し，大陸斜面上部域で顕著な温度躍層を形成している．このように，南北両断面ではよく似た海洋構造を示している．しかしながら，ウォームコアの大きさに相違が認められる．すなわち，24℃等温線で囲まれた面積は北の断面で大きく南で小さい．ウォームコアが単に横に広がっているだけならば，黒潮の流路と観測線が斜めに交わったために生じた見掛け上の現象とも考えられる．しかし，24℃の等温線の最深部が，南の断面ではほぼ50mの水深であるのに対し，北の断面では水深100mよりも深く，ウォームコアは鉛直的にも広がっており単なる見掛け上の現象ではないことが分かる．

図4は前述の観測から二カ月後の1983年2月15～23日の水温分布である．観測線の位置は図2(a)の北部断面と同じで，Stn. 4，Stn. 14 がそれぞれ図2(a)および図3の Stn. 1，Stn. 11 と対応している．これを見ると明らかなように，表層部では12月に比べ一段と冷却が進み，最高水温が21℃台まで低下している．また，20℃以上のウォームコアは大陸棚寄りの Stn. 7

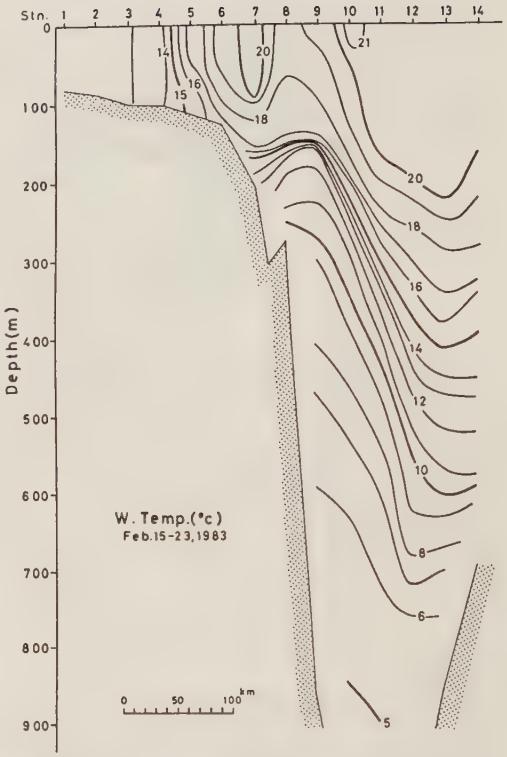


図 4．奄美大島北西断面における1983年2月15～23日の水温鉛直分布
観測線の位置は図2(a)の北部断面と同じで，本図の Stn. 1，Stn. 11が図2(a)の Stn. 4，Stn. 14に対応している．

付近と海盆域の Stn. 10 から奄美大島にかけての二つに分かれて分布している．温度躍層は一層明瞭となり，海盆域から大陸斜面域にかけて深度が次第に浅くなっているが，Stn. 9 付近を境にして大陸斜面上部域で下降している．100m以深では，ちょうど，図3の分布が奄美大島側にシフトした形となっており，黒潮が大陸斜面からやや離れて流れていたことが分かる．

屋久島北西方海域の特徴

図5は1985年1月16～20日の観測結果である．奄美大島北西方における1982，1983年の観測結果と比較すると，季節的には同じ冬季に当たるため，100m以浅では水温の鉛直勾配が小さいといった共通点があるが，海域がやや北に位置するため，水温分布の特徴に著しい相違が認められる．ここでは，その特徴について各断面毎に南から北に順を追って述べてゆく．

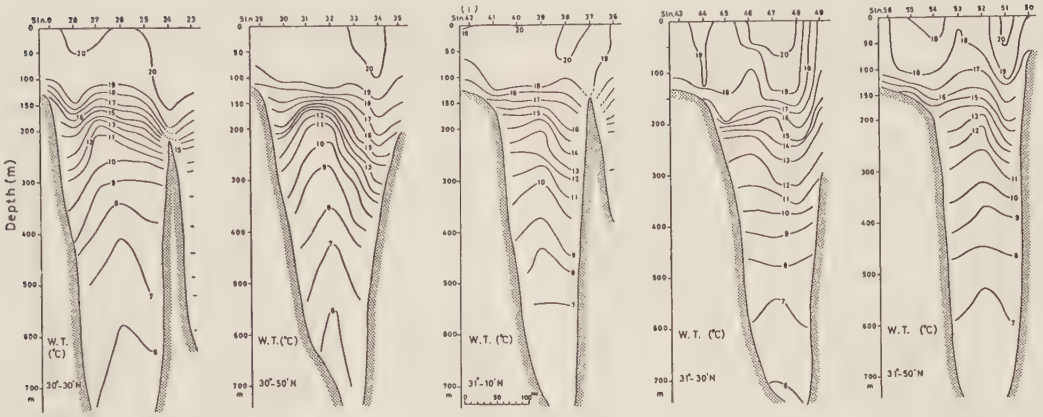


図 5. 屋久島北西海域〔図 2 (b)〕における1985年 1 月16～20日の水温鉛直分布

まず，30°30′N の東西断面を見ると，表層部に二つに分離した20℃台の高温域が見られる．その下，150 m付近には温度躍層が発達している．そして，各等温線は海盆中心域をピークとしたドーム状の形をしている．30°50′N の東西断面では，ドーム状のパターンはさらに顕著となる．また，表層部では，20℃以上の高温域の占める割合が小さくなり，東部（図中右側）にのみ分布する．さらに北の 30°10′N の東西断面では，表層においては 30°50′N の断面と同様な水温分布となっているが，150 m以深におけるドーム状の水温分布パターンは崩れ始める．31°30′N に至ると，表層の19℃台の高温域が二つに分かれて分布する．また，深層部の等温線は，水深600 m付近ではドーム状の形を残しているものの，500 m以浅ではドームの形状は認

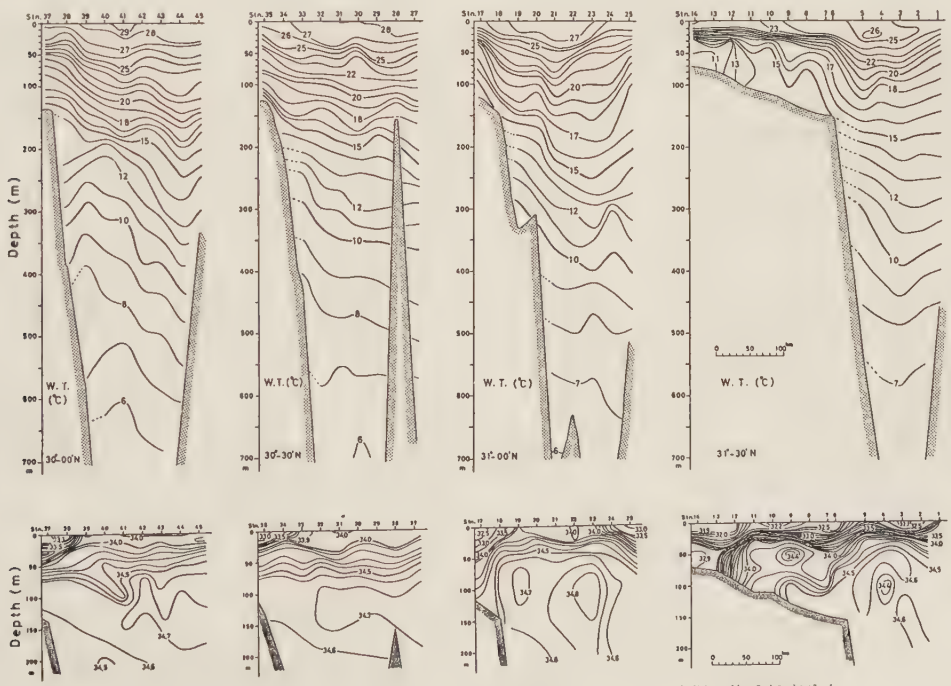


図 6. 屋久島北西海域〔図 2 (c)〕における1986年 7 月 4 ～ 7 日の水温・塩分鉛直分布

められない．30°50′N の東西断面では，19℃台の高温域はまだ認められるものの，その分布域は狭くなる．また，中下層では再び等温線がドーム状の形をした温度分布を示している．このように，表層においては31°10′N～31°30′N 付近を境に，表層では高温域が東西に分離し，中下層においては，ドーム状の等温分布が南北に分かれて見られるなどの特徴が認められる．

図6は1986年7月4～7日の観測結果である．海域は前述の1985年の観測とほぼ同じであるが，夏季の観測であるため，特に表層において，図5と水塊構造が大きく異なる．東シナ海では夏季には対流混合がなくなり，沿岸水起源の高温・低塩な海水が広く表層を覆うようになり，季節躍層が発達する．図6に示した水温・塩分の分布はこのような夏季の海況をよく表しており，とりわけ，塩分の分布は季節躍層の状態を明瞭に示している．しかしながら，各断面に共通して水深100～150mに認められる塩分極大層の塩分値とその分布を見ると，30°N および 30°30′N の東西断面では34.7台であるが，31°N の東西断面では突如34.8台の高塩分域が出現し，34.7の等塩分線で囲まれた高塩分域が二つに分かれて存在する．このように，冬季に暖水域が分離して存在したのと同様に高塩分域が東西に分離して存在するという共通点も認められる．このような34.7以上の高塩分値は，後で示す T-S 曲線（図11a，図11b）を見ても分かるように，当海域での最高塩分に近く，黒潮起源の水塊であることを示している．とりわけ，34.8台の高塩分の値は 31°N の東南断面のみに孤立して見られることから，この付近に黒潮から分離された孤立水塊が存在したことが分かる．

一方，150m以深における水温分布は，ドーム状の等温線分布が，30°N の東西断面では大陸斜面寄りに，31°N においては東側の 300m以深に部分的に見られるが，他の断面では見られない．全般的には，等温線が海盆域から大陸棚端に向けて深度を浅くする形状を示し，31°00′N やその北の東西断面では，ドーム状とは逆の海盆域の中央付近がくぼんだ形状を示している．このように，1986年夏季の水温構造（図6）は，ドーム状の等温線分布が顕著であった1985年冬季の水温構造（図5）と異なっているが，1982年12月（図3），1983年2月（図4）のそれとはよく似ており，冬季にも類似した水温構造の存在が示唆される．また，200m以深には季節変動が及ばないとされていること[10]を考え合わせれば，上述の水温構造の相違は単純に季節的な違いとみるより，むしろ他の要因，例えば短期変動のある局面をとらえた結果と解釈することもできる．

(2) 水平分布

図7に1985年1月16～20日の水温水平分布を，表面，100m，200mの三層に分けて示す．まず，表面水

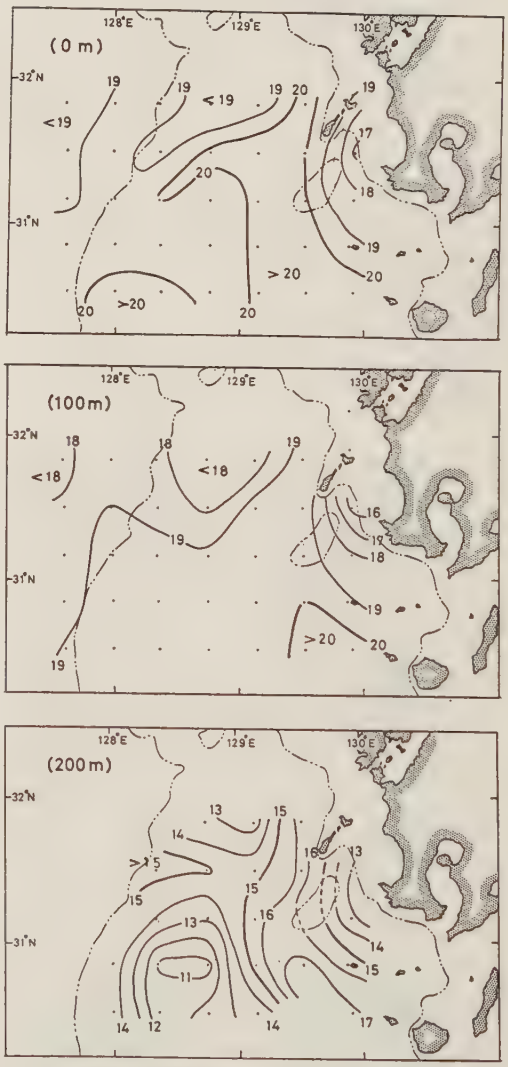


図 7. 屋久島北西海域における1985年1月16～20日の水深別水温水平分布
図中の数字は水温を℃で，また（ ）内の数字は水深を示している．

温の分布を見ると，高温部で20℃台，低温部で18℃台となっており，温度差が小さく，比較的単調な温度分布をしている．20℃台の高温部は，129°E から 130°E の間を南から北にかけて細長く分布し，その先端部は 32°N 以北に達している．また，128°E 付近の南部にも部分的に20℃台の分布が見られる．一方，19℃以下の低温部は西側の大陸棚上および九州沿岸部に見られる他，32°N，129°E 付近から南西に向かって延びた舌状の分布が認められる．この舌状分布の東には，前述の南北に延びた高温部があり，その一部が小さな突起となって低温部の舌状分布にそって南西方向に突き出している．このような水温分布から，暖水が南から北に向かって進入し，その西を冷水が北から南下する状況がうかがわれる．

100m層では，20℃以上の海域が狭くなり，薩摩半島よりに16℃以下の低温域が目立つようになるが，全般的には表面の水温とよく似た分布を示している．水深200mになると，等温線の間隔が狭くなり，31°00′

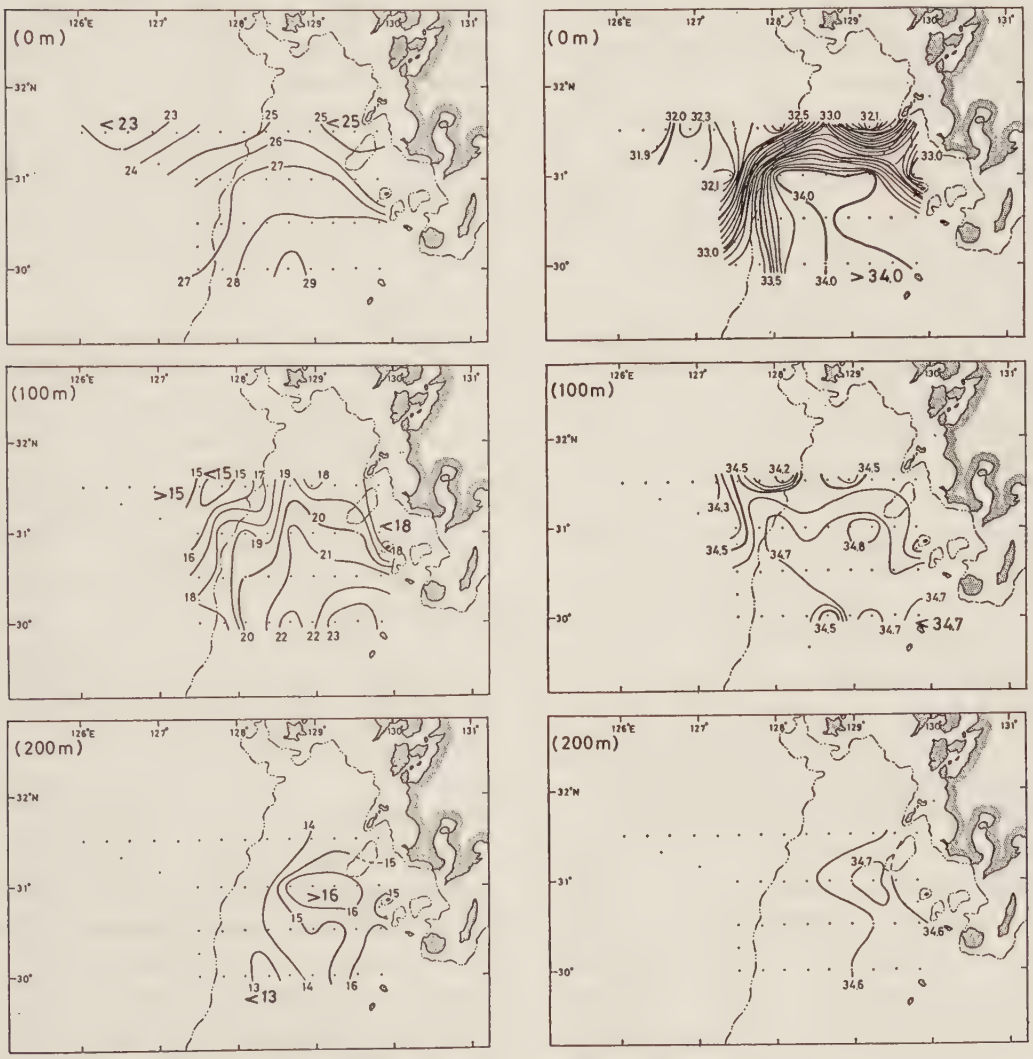


図 8. 屋久島北西海域における1986年7月4～7日の水深別水温・塩分水平分布
図中左側が水温（℃），右側が塩分の水平分布を示す．また（ ）内の数字は水深を示している．

N，128°45′E 付近に11℃以下，北部の 32°N，129°E 付近と薩摩半島寄りには13℃以下の低温域が見られるようになる．特に，11℃の等温線は楕円形をしており，周囲の等温線もそれを取り囲むように円を描いて，冷水渦の状況を示している．この部分は，図5の水温鉛直分布では等温線が持ち上がったドーム状の部分に当たっており，冷水渦による湧昇の存在が示唆される．このような低温域の間隙を16℃以上の高温帯が南北に延びている．

1986年7月4～7日の水温・塩分の水平分布を図8に示す．表面水温の分布（左・上段）は，南部に高温部が広がり，大陸棚上と九州沿岸部が低温部となって，比較的単調な温度分布をしている．27℃の等温線を見ると，等温線は 30°N 付近から200m等深線に沿って北に延び，31°N 付近から緩やかな曲線を描いて東に方向を転じ，南部の暖水が海底地形に沿った分布を示している．このような暖水域の分布は，塩分の分布図（右・上段）では高塩分域となって表れている．すなわち，南部の海盆中央付近に塩分が34.0以上の高塩分水があり，西側の大陸棚上および九州沿岸から張り出した低塩分水塊との間に顕著な塩分前線を形成している．しかも，その前線は，水温の27℃等温線と極めてよく似た形状をしている．また，塩分の分布では，34.0以上の高塩分域が 30°30′N 付近でくびれた形をしていることも特徴として挙げられる．

100m層では，水温の分布（左・中段）にも前線が認められるようになる．また，塩分の分布（右・中段）には，30°00′N，129°00′E 付近に34.8の等塩分線で円形に取り囲まれた高塩分域が出現している．この高塩分域が黒潮から分離された孤立水塊であることは，すでに前項で述べたとおりである．

200m層になると，その孤立水塊付近の塩分値は若干低下して34.7台となるが，34.7の等塩分線は閉塞して円形に近い形状を示している（右・下段）．また，この高塩分域は水温分布（左・下段）に16℃の等温線で楕円形に取り囲まれた暖水域として認められるようになる．この付近は，水温鉛直分布（図6）の15℃等温線を見ると分かるように，等温線がまわりよりも深度を深くし，くぼんだ形状をした部分に当たる．このような鉛直的にみた等温線の形状および水平的にみた楕円あるいは円形の等温線分布から，切離暖水渦の形成と渦流に伴う沈降流発生の可能性がうかがれる．表層における34.0以上の高塩分域がくびれて南の高塩分域とつながったようになっているが，これは，観測点の間隔が大きく分解能が低いために生じた見掛け上の分布で実際には閉塞した状態にあった可能性もある．また，南部から海水が引き込まれる状況をとらえたものかも知れない．真偽のほどは分からないが，いずれにしても，暖水渦の存在を示唆するものであろう．

2－3 力学計算で得られる海水流動の特徴

前節では，水温・塩分の分布から九州南西海域の水塊構造とその変化について見てきた．その結果，奄美大島北西海域では南部より北部でウォームコアが広がる現象や，大陸斜面寄りに流れていた黒潮が，2カ月の間に，大陸斜面を離れた流路に変化したことが示された．また，屋久島北西方の海域では，冷水渦や暖水渦の存在を示唆する低水温域や高温・高塩分域が認められた．このような水温・塩分場で見られる海況の変化について，本節では，力学計算で地衡流を求め，海水流動場から考察を進める．

(1) 地衡流

図9は，1982年12月7～15日の水温・塩分資料を用いて力学計算で求めた地衡流の流速分布である．ここでは，基本的には700db面を無流面としたが，それより浅い海域では海底近くの流れは微弱で無視できると仮定し，最下層の観測水深（海底から10m以内）をもって無流面とした．また，海底が傾斜し，二観測点間で水深が異なる場合には，無流面を浅い側の最下層観測水深に設定した．

さて，この図を見ると，南の断面（図9右）では黒潮流軸が明瞭に現れて，流幅が狭く，最強流速部は80cm/s台と速い．一方北の断面（図9左）では，最強流速部でも30cm/s台と遅く，流幅が広くなって，強流部が2箇所に分かれて分布している．このように南北両断面で流速分布に明らかな違いが認められる．その他，反流域が，両断面に共通して黒潮の東側に見られるが，北の断面（図9左）において流速が若干大きい．また，南の断面（図9右）間は黒潮西側の大陸棚上にも反流域が存在するなどの相違も見られる．

しかし，流量を計算すると，北方流の流量は北の断面で14.3Sv，南の断面では11.5Sv，各断面における反流を差し引いた総流量はそれぞれ12.8Sv，10.8Svとなり，両断面でよく似た値を示している．このよう

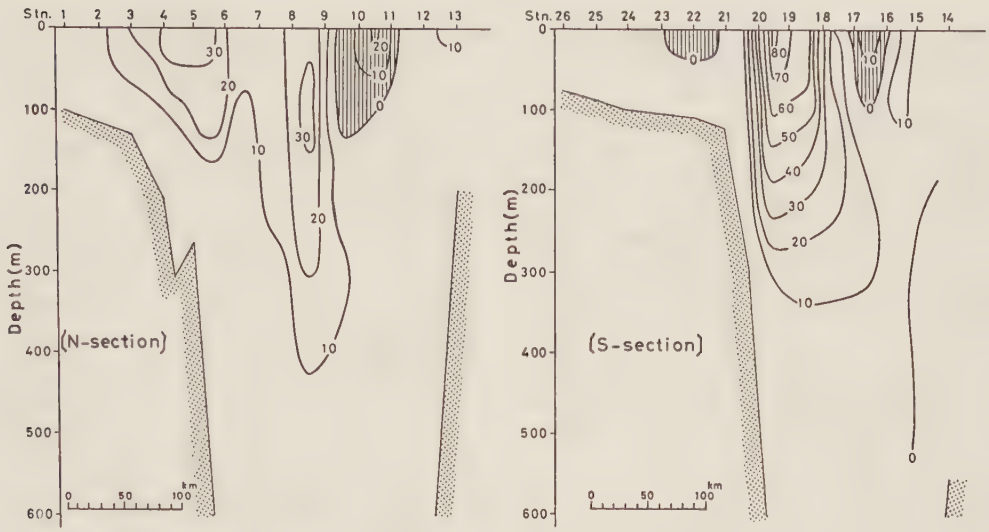


図 9. 奄美大島北西断面〔図 2/a)〕における地衡流の分布（1982年12月 7～15日）
図中の数字は流速（cm/s），白抜き部分は紙面から紙背に向かう流れ，影部はその逆で黒潮の反流を示す．力学計算に当たっての基本的な無流面は700db である．

に，南北の二断面で最高流速に 2 倍以上の開きがあるにも係わらず流量が一致していることは，流速の減少が流幅の拡大で補償されていることを示している．したがって，水温・塩分鉛直分布の項で述べた，ウォームコアが南で狭く北で広くなる現象は，北部で速度を弱めて流幅を広げるという流れの構造を反映したものであることが分かる．この現象が単に観測線と流軸の交差角度の違いに起因したものでないことは既に述べたとおりである．要因としては，海底地形の効果が挙げられよう．すなわち，北部断面付近から北の海域にかけては大陸斜面の勾配が緩やかで，水深も浅くなっている．その上，北部には九州があって，黒潮の直進を遮っている．そのために，黒潮は速度を落とし，流幅を広げると考えられる．

また，強流帯が二つに分かれて分布する状態は，これまでにも観測されている[23-25]．1983年 2 月の水温分布（図 4）からも同様なあるいはより明瞭に強流帯が分離した状態にあったことがうかがえる．当海域では黒潮の分枝流が絶えず発生していると言えそうである．

次に，1985年 1 月16～20日と1986年 7 月 4～7 日の観測結果から計算された地衡流の状況について述べる．力学計算に際しては，一般的な方法としては水温

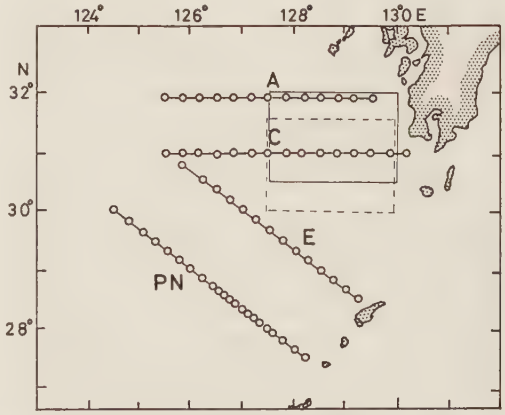


図10. 長崎海洋気象台の観測定線
図中，実線で囲まれた海域は1985年 1 月16～20日の観測海域，点線で囲まれた海域は1986年 7 月 4～7 日の観測海域を示している．

と塩分の資料を必要とする．しかし，前述のとおりこれらの観測では塩分資料が欠落している．そのために，長崎海洋気象台による1985年 1 月30日～3 月 5 日と1986年 7 月 5 日～8 月 6 日の定線観測資料[26,27]の内，図10に示した定線の水温・塩分資料を用いて塩分値を推定した．推定の方法は以下のとおりである．

まず，長崎海洋気象台の資料から T-S 相関図（図

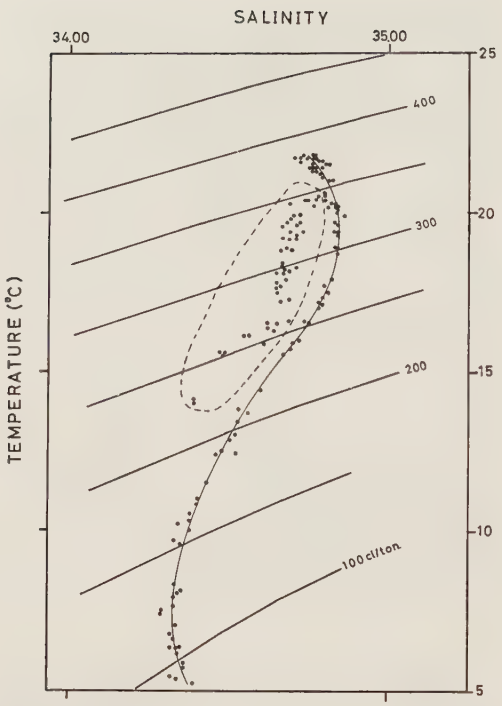


図11 a 九州南西海域における T-S 相関図（1985年1月30日～3月5日）
図中，点線で囲まれた部分は200m以浅の海域を示す．また，実線で示す曲線は最小二乗法で求めた T-S 関係を示す3次曲線（次式）である．
$S=35.226-0.2748T+0.02495T^2-0.0006122T^3$

11 a，図11 b）を描いた．なお，図11 a には，C定線のデータは欠測のため含まれていない．また，同図で線で囲まれた部分は200m以浅の大陸棚上のデータである．これらの図をみると分かるように，1985年冬季の場合（図11 a）には，全般的にばらつきが小さく，特に200m以深の海域での T-S 曲線は単調な逆S字を描いている．一方，1986年夏季の場合（図11 b）には，15℃付近を境に，高温部ではばらつきが大きく，低温部ではばらつきが小さい．この低温部は，図6の水温鉛直分布で明らかなように，1986年7月4～7日の観測で塩分の測定が行われなかった200m以深の温度域に当たる．そこで，これらの T-S 曲線に三次曲線をあてはめ，水温に対応した塩分の値を求めた．

以上のようにして得た塩分と水温から，東西・南北それぞれの方向に隣接した観測点間の地衡流を算出した．計算の方法は，基本的な無流面を600db面とした

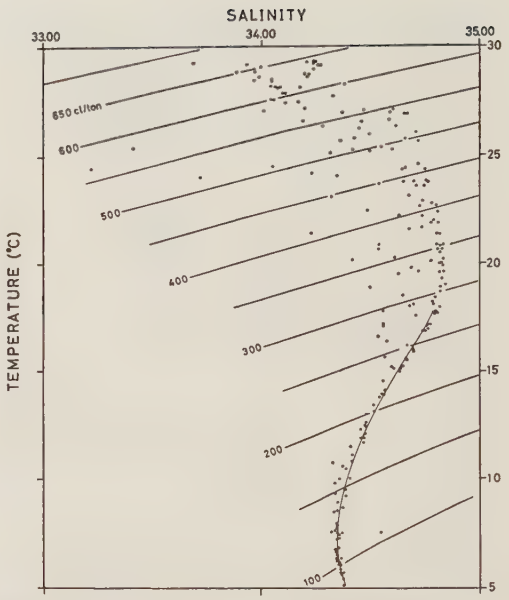


図11 b 九州南西海域における T-S 相関図（1986年7月5日～8月6日）
図中，実線で示す曲線は最小二乗法で求めた T-S 関係を示す3次曲線（次式）である．
$S=34.856-0.1516T+0.01343T^2-0.0002905T^3$

以外は前述の図9で用いた方法に準拠している．さらに，算出された東西および南北の成分流速を用いて，四つの観測点で囲まれた格子で向かい合った各成分流速を平均し，それらを合成して0m，100m，200m水深面の流れのベクトル図（図12 a，図12 b）を描いた．したがって，両図のベクトルは4観測点で囲まれた空間の平均的な流れを示すことになる．しかし，年によって観測点の間隔が異なっているので，ベクトルが代表する空間の広さは，1985年1月の場合には20×20マイル，1986年7月の場合は30×15マイルと両者で若干異なる．なお，200m水深のベクトル図で流れの表示が少なくなっているが，これは4観測点のいずれかの水深が浅かったり，観測点間に海山等があって流れを合成することができなかったことによっている．ここではこれらのベクトル図から海水流動の特性について考察する．

まず1985年1月16～20日の流れ（図12 a）を見ると，各水深層ともに 129°E 付近に比較的強い北流が認められる．この北に向かう流れは，甑（こしき）島の西方で東に向きを転じ，さらに北と南に分岐する状

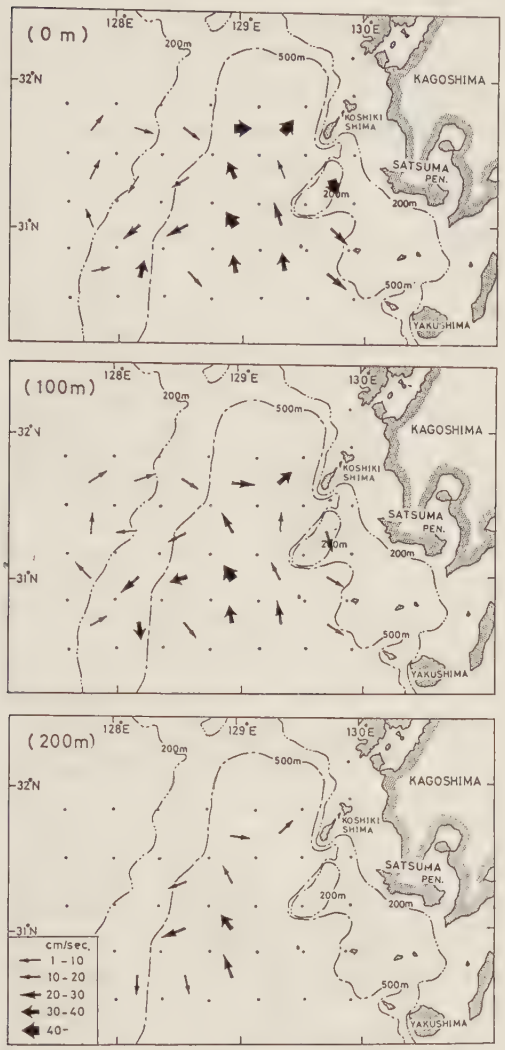


図12 a．力学計算で求めた水深別の流速のベクトル分布
（1985年1月16～20日）
各ベクトルは，4観測点で囲まれた格子中のベクトル平均である．
なお，基本的な無流面は600db である．

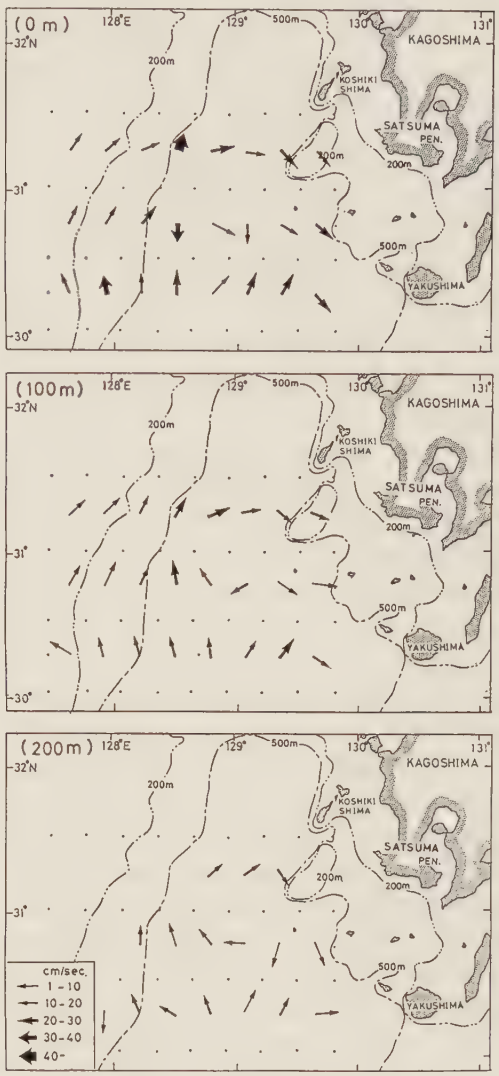


図12 b．力学計算で求めた水深別の流速のベクトル分布
（1986年7月4～7日）（図12 aに準じる）

況が認められる．また，0 m，100m水深のベクトル分布には，31°N 付近の大陸斜面域には反時計回りの渦流が見られ，その北部 31°30′N，128°E 付近の大陸棚上には，流れは弱いものの時計回りの渦流が形成されている．

前節，図7の200m水深における水温分布で，31°N，128°E 付近に冷水渦が存在することを指摘したが，流れのベクトル分布からそれがまさしく反時計回りの渦流であることが分かる．また，冷水域の間隙を南北に延びた暖水域は 129°E 付近の強い北流の分布とほぼ一致している．このように，1985年1月の観測例は，海底地形が馬蹄形をなすその中心線に沿って黒潮系の暖水が北上し，その周近に比較的規模の小さな渦流を形成した状態を表している．

一方，1986年7月4～7日の流れ（図12b）は，南部の30°15′N付近で，表層ではやや西に位置が偏るが100m，200m水深ではほぼ129°Eを境に東西成分が逆の流れを示し，大陸棚側に偏向する流れとトカラ海峡方面に向かう流れに二分している．この内，大陸棚寄りに偏した分枝流は，表層（0m）および100m水深のベクトル分布を見ると，大陸棚から大陸斜面にかけての海域を海底地形に沿って北上していることが分かる．また，両水深のベクトル分布には，31°Nから31°30′Nにかけての海盆域で比較的勢力の強い東流が示されており，大陸斜面から大陸棚にかけて北上してきた流れが，右旋回する状況がうかがわれる．その旋回の中心，すなわち，31°N，129°E付近を中心とした水域の200m水深断面には時計回りの渦流が明瞭に認められ，水温・塩分分布（図8）から推定した流動構造と一致している．このように，1986年7月の観測例は，黒潮分派が大陸斜面寄りに流入し，屋久島北西方海域に時計回りの渦流が形成された状況を示している．

前述したとおり当海域では黒潮が頻繁に分岐を起こし，分枝流が派生される．事例としては少ないが，1985年1月16～20日と1986年7月4～7日の観測結果は，黒潮分枝流の発生と流路の違いによって渦流形成の状況も異なることを示すものである．つまり，黒潮の大陸斜面からの接・離変動と黒潮の分岐に伴って，黒潮分枝流が大陸斜面寄りに流入した場合には時計回りの大きな渦流を，大陸斜面から離れた状態で流入した場合にはその周辺に小さな渦群を形成すると言える．従来より，31°N，129°E付近にしばしば冷水域が出現し，近傍の島嶼群の名にちなんで草垣冷水[28]と称されてきたが，この冷水も後者の状況下で形成された冷水渦であると思われる．

(2) 渦度と収束

前項では，流れのベクトル分布から渦流の存在を論じた．しかし，渦運動か渦無し運動であるかの判定は，基本的には渦度が0か否かで決定されるべきものである．そこで，力学計算で得た0m水深の東流・北流成分流速を基に渦度を求め，渦流であることの検証と，渦流の特徴について考察を加える．

渦度（ζ）は，x軸を東，y軸を北にとり，東流成分をu，北流成分をvとすると，

$$\zeta=\partial v/\partial x-\partial u/\partial y \qquad (1)$$

で求められる．ここでは，隣接した区間で流速を差分し，計算を行ったので，渦度は1985年1月の場合は40×40マイル，1986年7月の場合は60×30マイルの空間を代表する値となる．渦度そのものは循環のように渦の強さを示す指標ではないが，このように渦度がかなりの広さを持った一定空間を代表していることを考慮すると，渦度の絶対値の大きさが渦の強さを示すとみなしても差し支えないであろう．

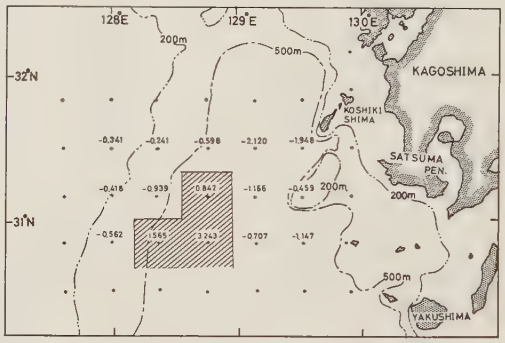


図13 a. 渦度（ζ）の分布（1985年1月16～20日）
渦度ζ×10^{-5}で表される．斜線部（＋域）は反時計回り，白抜き部（－域）は時計回りの海域を示す．

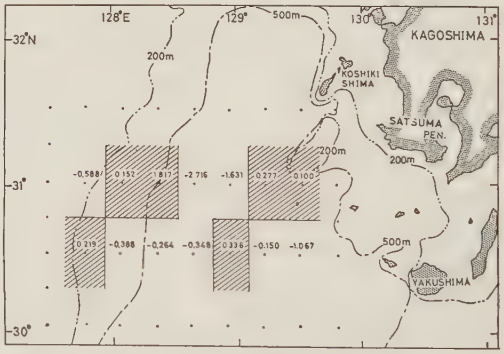


図13 b. 渦度（ζ）の分布（1986年7月4～7日）
（図13aに準じる）

さて，図13a，bに1985年1月16～20日と1986年7月4～7日における渦度の分布をそれぞれ示す．これらを見ると分かるように，渦度は，前項のベクトル分布に比べて広い空間を代表した値であるために単純な分布となっているが，これまで推論してきた渦流の分布と一致している．

すなわち，1985年1月の渦度の分布（図13a）では，31°00′N，128°30′E付近に(＋)の渦度域が見ら

れ，しかも渦度の絶対値は 0.8〜3.2×$10^{-5}s^{-1}$ と比較的大きく，31°N 付近の大陸斜面域に反時計回りのかなり強い渦流が存在したことを裏付けている．また，(−)の渦度域において，甑島の西方 31°30′N，129°E 付近には絶対値が 2.0×$10^{-5}s^{-1}$ を越える渦度も見られる．このことから，甑島の近傍に見られた暖水域が時計回りの渦流であったことが分かる．

一方，1986年7月の結果（図13b）は，(−)領域を挟んで，128°E 付近の大陸斜面域と 129°E 付近の海盆域に(+)域が分布している．中央の(−)域には絶対値が 2.7×10^{-5} 以上の大きな値が見られ，前項で述べた，環流の中心に時計回りの渦流が存在するとする考えを支持している．また，ベクトル分布では目立たなかったが，(+)域の分布状態から，時計回りの渦流の周辺には反時計回りの渦流の存在もうかがわれる．しかしながら，渦度の絶対値は相対的に小さく，渦が存在するとしてもそれは弱い渦であろう．

次に，流れによる卵・稚仔の輸送を考える場合に重要な問題となる収束・発散について述べる．収束(K)についても渦度の場合と同じように，力学計算結果に基づき次式で求めた．

$$K=-(\partial u/\partial x+\partial v/\partial y) \qquad (2)$$

式中の表記は渦度の場合と同じである．

図14aは1985年1月16〜20日における収束(K)の分布である．この図を見ると分かるように，収束域が 31°N 付近を大陸棚上から 129°30′E 付近にかけて東西に細長く分布している．また，31°10′N〜31°30′N，128°00′E〜128°50′E付近の大陸斜面域とその北の 129°E 付近にも収束域が分布し，甑島の南方では収束と発散が交互に出現している．この内，収束の度合いが最も大きいのは甑島の南で，K の値は 0.611×$10^{-5}s^{-1}$ を示している．他の収束域では，大陸斜面域あるいは海盆域で 0.2×$10^{-5}s^{-1}$ 台の値も見られるが，押し並べて値が小さい．これに対し発散域では，128°30′E 付近の大陸斜面域に −1.213×$10^{-5}s^{-1}$ の値が，31° 以南の屋久島北西方域にも −1.066×$10^{-5}s^{-1}$ の値が見られる等，全般的に発散の度合いが収束よりも大きい．

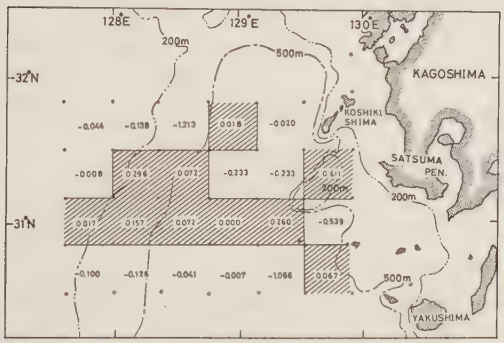


図14 a. 収束(K)の分布（1985年1月16〜20日）
収束は K×10^{-5} で表される．斜線部（＋域）は収束，白抜き部（−域）は発散海域を示す．

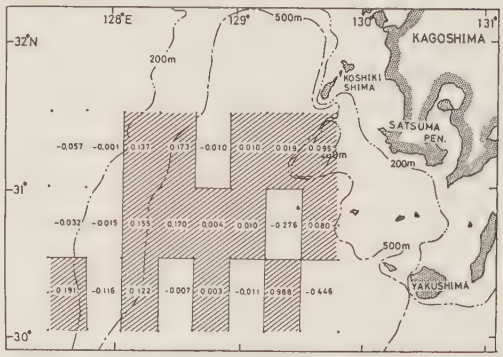


図14. 収束(K)の分布（1986年7月4〜7日）
（図14aに準じる）

図14bは1986年7月4〜7日の収束（K）の分布である．これを見ると，1985年1月の場合と比べて，収束域が広がっていることが分かる．発散域は，主に 128°E 以西の大陸棚寄りに分布し，128°E 以東の海盆域では収束域の中に分散して見掛けられる．収束・発散の度合いは南東部で大きく，度合いの最も大きな部分での K の値は，収束域で 0.988×10^{-5}，発散域では −0.446×$10^{-5}s^{-1}$ となっている．このように，1986年7月の場合は単に収束域の面積が広がっただけではなく，収束の度合いが大きく，発散が小さくなっている．以上のように，1985年1月と1986年7月の場合では収束・発散の状況が異なる．このような相違は流れや渦の形成状況の違いを反映したものであろう．周知のとおり，時計回りの渦では収束，反時計回りの渦では発散を伴う．また，流量の収支が釣り合うように，収束の周りでは発散が，発散の周りには収束が生じる．1985年1月の場合には，黒潮系の北上流の周辺に反時計回りや時計回りの小規模な渦が形成され，1986年7月には時計回りの渦を中心として環流が形成されていたことはすでに述べたとおりである．1986年7月

に収束の傾向が強まったということは，環流の中心に位置する時計回りの渦に起因していると言えよう．また，広がった収束域の周辺，すなわち九州沿岸あるいは北部の大陸斜面域に発散域が形成されていたことが想像し得る．一方，1985年1月の場合は当海域中心部の収束域を挟んで発散域が形成されている．従って，さらにその外側には収束域が形成されていた可能性が強い．

大陸棚端および九州沿岸域が多くの魚種の産卵・成育場となっていることは序章でも述べたとおりである．もし，産卵期に1986年7月の観測で見られたような海況が生起したとすれば，卵・稚仔は沿岸から沖合に運ばれて集積し，その一部は黒潮に取り込まれて行くと考えられる．それに対して，1985年1月のような海況では卵・稚仔は沿岸部に閉じ込められた形となるであろう．

2−4 まとめ

本章では，調査船による水温・塩分観測で得られた資料を基に，九州南西海域の水塊分布と海水流動の構造について考察した．その結果を要約すれば，以下のとおりである．

大陸斜面域を比較的狭い流路をたどって北上してきた黒潮は，奄美大島北西方の 29°30′N 付近に達すると，流幅を広げて流速を減じる．そして，流路は複雑に変化し，ときには陸棚縁辺に沿う分枝流も見られる．黒潮が大陸斜面を離れてトカラ海峡に向けて方向を転じるその北側，30°N 以北では，夏冬を問わず渦流が形成され，時により時計回りの暖水渦あるいは反時計回りの冷水渦となる．すなわち，黒潮が大陸斜面を離れ舟状海盆の中心軸付近を通って当海域に侵入する場合には，侵入路の西側に反時計回りの渦流を生じ，黒潮が大陸斜面寄りに侵入した場合には，孤立暖水塊を中心とした時計回りの大きな渦流が生じる．このような渦流の形成状況の違いは，収束・発散域の分布にも反映し，前者の反時計回りの渦流が発達する場合には発散が，後者の時計回りの渦流が発達する場合には収束が卓越する．また，収束域あるいは発散域の分布状態から，九州沿岸で産卵された卵・稚仔は，沖合域で収束域が発達する時には沿岸から沖合に運ばれ，発散が卓越する場合には沿岸域に閉じ込められた形となるものと推察される．

しかしながら，これらの知見や推測に対し，まだいくつかの疑問および問題点が残されている．まず，外力としての黒潮流路の変動特性に関する問題である．黒潮の流路が複雑に変化し，時々分枝流が起こるとしたが，調査船による調査ではその時間的変動スケールは不明である．さらに，分枝流や渦流の形成状況の観測事例が少ないために，季節的な海洋構造の相違がどう影響するかという疑問も残る．また，流れの算出は力学計算によったが，その際，場合によっては700dbあるいは600db面を基本的な無流面とし，それらより浅い海域では海底を無流面とした．そのために，実際の流れとの間に誤差が生じることは否めない．

したがって，調査船による調査に基づく海洋構造とその変化の記述にはまだ多くの不確定な要素が含まれており，上述の九州南西海域における流況の動態に関する要約は一つの作業仮説とも言える．そこで，次章で詳述するように，係留系による直接測流をあわせ行い，渦流の動態を明らかにするとともに地衡流近似の妥当性について検討を加えた．

第 3 章 係留系で得られた流速の時間的変動特性

前章で指摘した問題の中で，地衡流近似の誤差に起因する諸問題に対し，これらを解決する方法の一つとして係留系による流れの実測が挙げられる．また，黒潮の時空間変動の特性を解明する場合にも係留系による流れの実測は極めて重要である．従来から黒潮の流軸位置等の変動を水温資料から類推することがしばしば行われてきたが，こうした方法で得られる結果は，流れそのものの変動をとらえているとは言い難く，そのためにも流れを実測して水温変動が流れの変動とどのような関係にあるかの確認・検証が必要となる．本章では係留系によって得られた流れの実測資料を用いて，黒潮とその周辺での流れの変動について考察する．

3−1　観測と資料

本章で用いた資料は，1982年から1986年にかけて実施した係留系による観測資料である．観測の時期，係留位置，海深，および測器の設置水深は表1，図15に示すとおりである．

観測は，アーンデラー流速計（RCM-4）を使用し，超音波式水中切り離し装置を用いて，係留系全体を水中に沈める水没方式で行った．基本的には，各年複数の係留点を設け，各係留点では2基の流速計を上下二層に取りつけて観測を行った．しかし，表1に示すとおり，年によっては1係留点のみの観測に終わったり，一層のみの観測にとどまっているほか，取得データの期間も異なっている．

測定時間間隔も年によって異なっているが，解析に当たっては1時間間隔毎に再サンプリングして使用した．

図15．係留系による観測点

表 1．係留系観測一覧表

Stn.	Location	Water Depth(m)	Set Depth(m)	Peoriod
E83.U	29°41.5′N, 130°12.2′ E	500	100	1983/12/10 09：00…1984/2/19 07：00〔71 days〕
E83.L			480	1983/12/10 09：00…1984/1/ 3 15：00〔24 〃 〕
N85.U	31°16.5′N, 129°32.0′ E	500	200	1985/ 1/20 00：00…1985/2/25 05：00〔36 〃 〕
W86A.U	31°06.9′N, 129°05.85′E	700	200	1986/ 7/ 3 17：00…1986/9/18 05：00〔77 〃 〕
W86A.L			500	7/ 3 18：00… 9/18 08：00〔77 〃 〕
W86B.U	30°41.8′N, 128°19.84′E	700	200	7/ 3 12：00… 9/24 12：00〔83 〃 〕
W86B.L			500	7/ 8 12：00… 9/24 12：00〔83 〃 〕
W86C.U	30°26.0′N, 128°54.5′ E	700	200	7/ 3 07：00… 8/ 9 06：00〔37 〃 〕
W86C.L			500	7/ 3 08：00… 9/24 08：00〔83 〃 〕
S82A.U	29°57.8′N, 127°44.6′ E	300	100	1982/12/ 8 09：05…1983/2/16 07：05〔70 〃 〕
S82A.L			290	1982/12/ 8 09：05…1983/2/16 05：05〔70 〃 〕
S82B.U	29°00.4′N, 127°08.8′ E	300	100	1982/12/ 8 16：05…1983/2/ 6 06：05〔60 〃 〕
S82B.L			290	1982/12/ 8 15：05…1983/2/16 10：05〔70 〃 〕
S84C.L	28°29.4′N, 126°57.2′ E	318	293	1984/ 6/25 14：01…1984/7/22 10：41〔27 〃 〕
S84D.L	28°18.6′N, 127°03.6′ E	850	725	1984/ 6/25 9：51…1984/7/22 12：31〔27 〃 〕

3−2　測得流の時系列と流程

(1)　流速の時間的変動

図16 a～図16 o は各係留点で得られた測定結果の時系列変化である．図中上段から，水温，生データのスティックダイヤグラム，25時間移動平均のスティックダイヤグラム，流れの北流成分，東流成分をそれぞれ示している．なお，水温，北流成分，東流成分の図で変動の中心付近に描かれた滑らかな曲線は25時間移動平均の値を示している．これらの図を見ると分かるように，半日あるいは1日程度の短周期の変動の他にそれより長い周期の変動が存在する．また，それぞれの地点で異なる特徴も認められ，流れの変動は極めて複雑である．本章ではこれらの測流資料を解析し変動の特性を述べるが，その前にこれらの図に基づき，表1

の順に従って各係留点における流れの変動について概要を述べる．

E83．U（図 16a）

この観測点は，トカラ海峡の中ほどに位置し，黒潮の強流域に当たる．上の流速計が水深100mになるように，係留系を設計して観測を行った．しかし，途中で漁具が絡んでフロートが破損して浮力が減少したために，流速計の浮き沈みが激しく，上下動の幅は100mに及んだ．そのために，他の観測結果に比べて精度が悪い．その状況は水温の変動を見ると明からである．水温は流れが速くなると，あるレベルからスパイク状に急に低下している．

従って，この図から細かな変動について議論してもあまり意味がないであろうが，おおよその黒潮の変動は読み取れる．例えば，生データならびに25時間移動平均のスティックダイヤグラムを見ると，複雑な変動をしているが，南東の流れが卓越していることが分かる．また，北流成分の図では，25時間移動平均の値が1月1日頃には0cm/s，10日頃に南流が顕著となり，20日頃に再び0cm/sに近づく等，20日前後の長周期変動の存在もうかがわれる．

水温は，全体的には下降傾向を示しているが，12月20日頃，1月24日，2月10日以降に一時的に大幅な水温低下が認められる．これらの水温低下は，スパイク

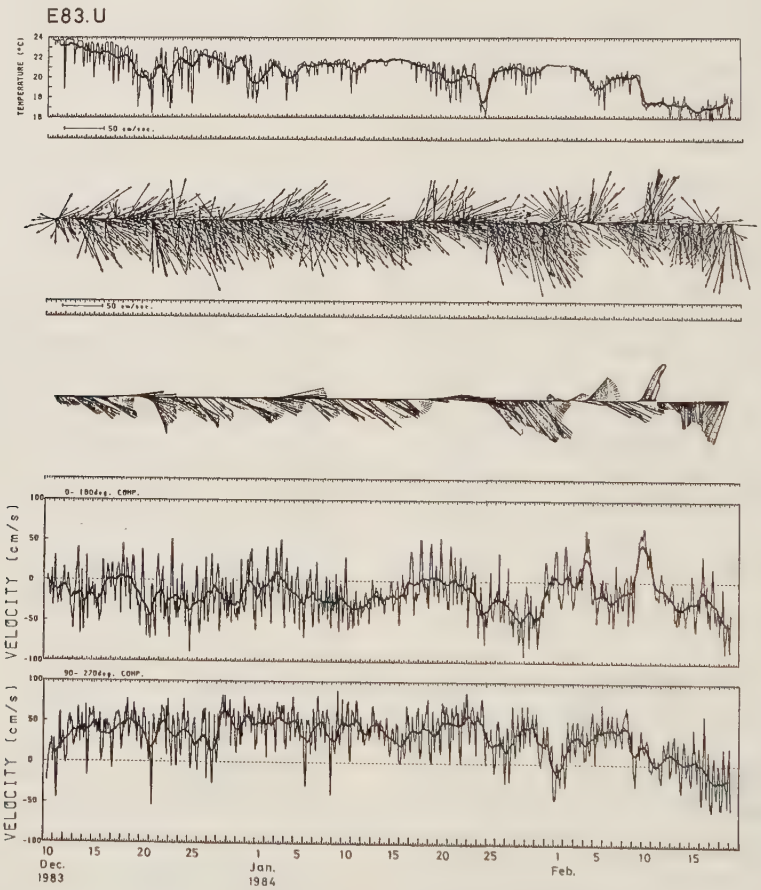


図16 a． E83.U（29°41.5′N，130°12.2′E：水深100m）における水温と流速の変動（1983年12月10日～1984年2月19日）上から，水温1時間毎の流速スティックダイヤグラム，25時間移動平均の流速スティックダイヤグラム，流速の北流成分，流速の東流成分を示している．なお，水温，北流成分，東流成分の折れ線グラフの中央付近に描かれた滑らかな曲線はそれぞれの25時間移動平均値である．

状の水温降下とは異なっており，何らかの海況変動を反映していると思われる．特に，2月10日以降は水温低下の状態が長く続いている．この時，流れは一旦顕著な北流が出現し，その後は逆に顕著な南流が持続して特異な流況を示している．

E83．L（図 16b）

図16bは E83．U の下，水深480m（海底上20m）における観測結果である．前述のとおり，事故が発生したために1984年1月3日以降は欠測となっている．

生データのスティックダイヤグラムでは，流れはかなり複雑な変動をしており，40cm/sを越える速い流速も見掛けられる．しかし，25時間移動平均のスティックダイヤグラムは流速が小さく，流向は西あるいは南西となっており，上層とは逆向きの流れとなっている．北流成分・東流成分の変動を見ると，半日周期の変動が卓越し，その変動幅は東流成分で大きいことが分かる．

また，水温も半日周期で変動しており，内部潮汐の存在をうかがわせる．さらに，12月20日頃には水温の低下がみとめられる．この現象は上層においても見られており，全層にわたる大きな海況変動が存在したことが分かる．

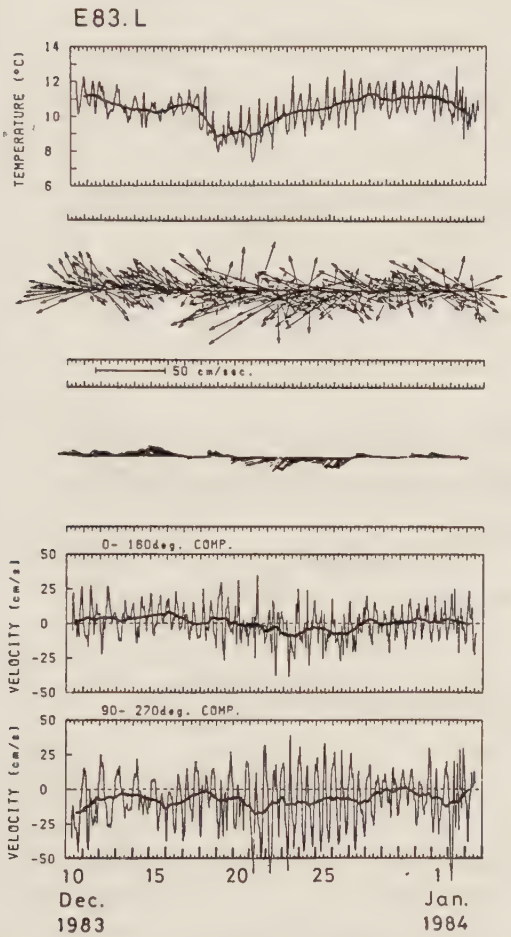


図16 b. E83．L（E83．Uと同地点：水深 480m）における水温と流速の変動（1983年12月10日～1984年1月3日）（図16 aに準じる）

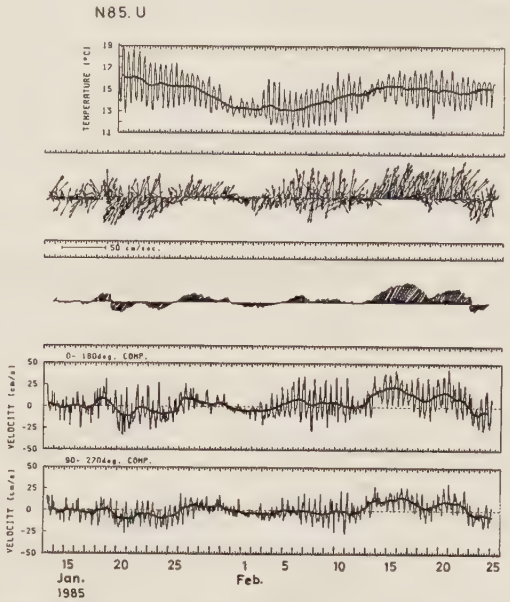


図16 c. N85．U（31° 16.5′ N，129°32.0′ E：水深200m）における水温と流速の変動（1985年1月20日～1985年2月25日）（図16 aに準じる）

N85．U（図 16c）

この観測は，前章で述べた1985年1月の観測時に係留して実施したもので，時計回りの渦流が認められた海域に当たり，本研究で用いた資料の中で最も北に位置する．この地点は，そのすぐ東に宇治群島と称せられる島嶼群があり，200m等深線が迫って，海底勾配が急な地形となっている．係留点の水深は500m，流速計の設置水深は200mである．

まず，水温を見ると，半日周期の変動が極めて顕著で，変動幅が 6℃にも及ぶ大きな変動が見掛けられる．しかも，その変動は大潮期の1月20日（月齢28.6）

頃に大きく，小潮期の1月30日（月齢9.0）頃に小さくなった後，2月5日（月齢15.0）頃に再び大きくなっている．このように，水温は潮汐の変動によく対応している．1日で6℃にも及ぶ変動を引き起こす要因を潮流による海水の水平移動で説明しようとすると，水温の水平分布（図7）に大きな水平温度勾配が見掛けられないことから，矛盾が生じる．従って，この現象は強い内部潮汐によると考えられる．

流れのスティックダイヤグラムとりわけ25時間移動平均のスティックダイヤグラムでは，北東流と南西流が比較的強いことが認められる．特に，2月13日（月齢23.0）から21日（月齢1.3）にかけて顕著な北東流が持続し，いわゆる片潮現象が出現している．先にものべたように，等深線が北東から南西に延びた急勾配の地形となっており，このような地形の制御を受けて北東・南西方向の流れが卓越すると思われる．また，流れの変動にも，北流成分ならびに東流成分を見ると明らかなように，水温の場合と同様，潮汐変動に対応した半日および半月周期の変動が見られる．ただし，2月13日から21日にかけての流れは，月齢からも分かるように小潮期から大潮期にわたる長い期間持続しており，潮汐残差流でないことは明白である．何らかの他の要因が働いていると思われる．

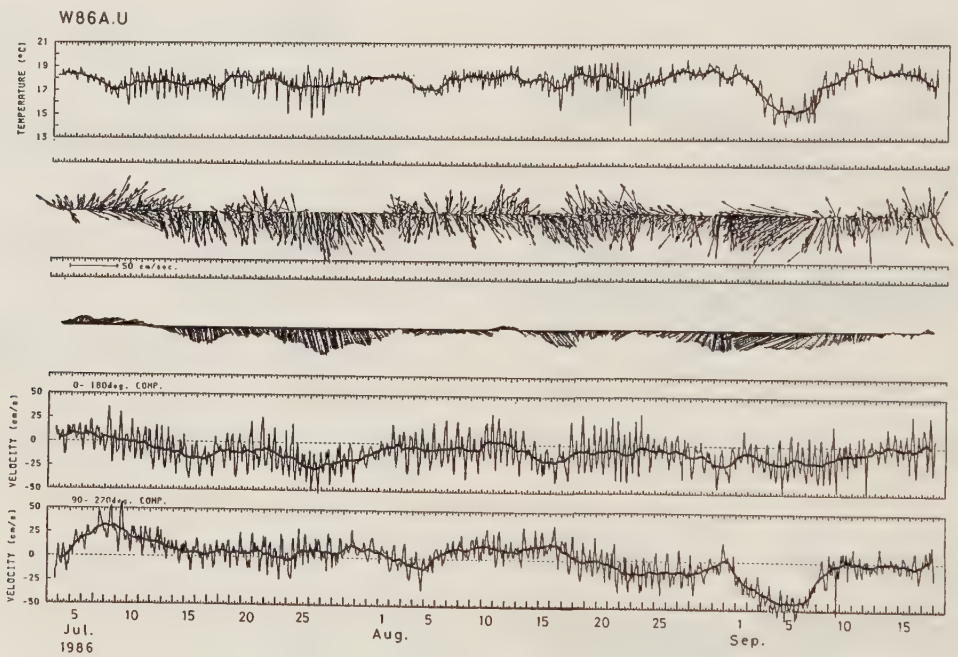


図16 d. W86A.U（31°06.9′N，129°05.85′E：水深200m）における水温と流速の変動
（1986年7月3日～1986年9月18日）（図16aに準じる）

W86A．U（図 16 d）

W86 シリーズの観測は，前章で述べた1986年7月の観測時に 係留系 を設置 したもの である．W86A，W86B，W86C の三観測は，前述の環流の中心に形成された渦を取り囲むような配置となっている．本観測点はその 渦の北側に位置しており，図16 d は水深200 mにおける観測結果である．

この観測結果においても，水温，流れ双方に半日周期の変動が見られる．しかし，N85．U のように明瞭な潮汐 周期との 対応は 示していない．流れについても，スティックダイヤグラム，特に25時間移動平均の結果を見ると明らかなように，南下流が卓越し，長期変動が目立っている．とりわけ，9月5日前後では，水温が極端に低下し，それに対応して顕著な南西流が出現している．

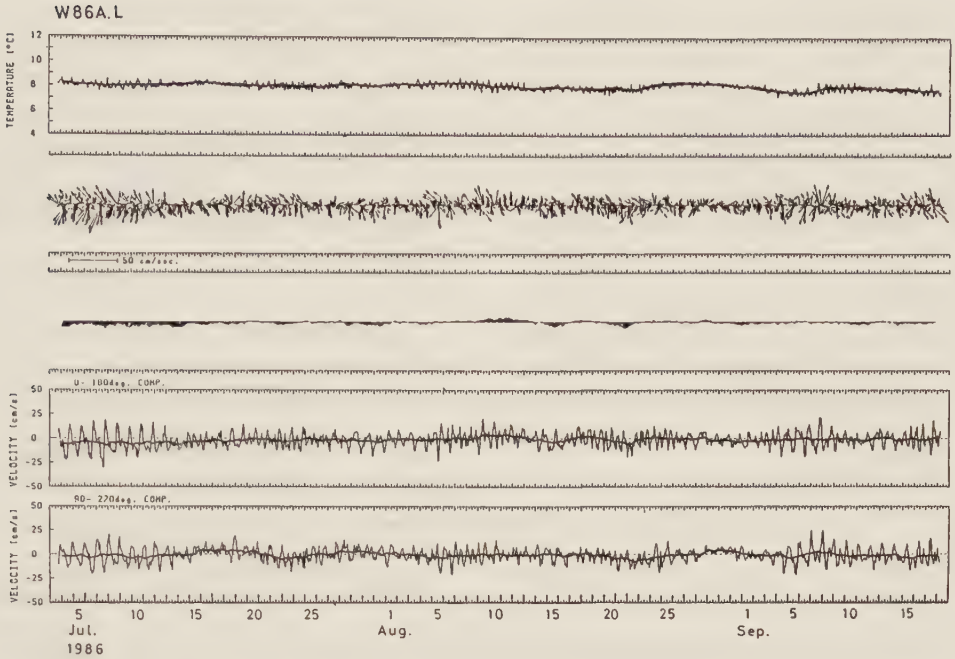


図16 e. W86A.L（W86A.Uと同地点：水深500m）における水温と流速の変動（1986年7月3日～1986年9月18日）（図16aに準じる）

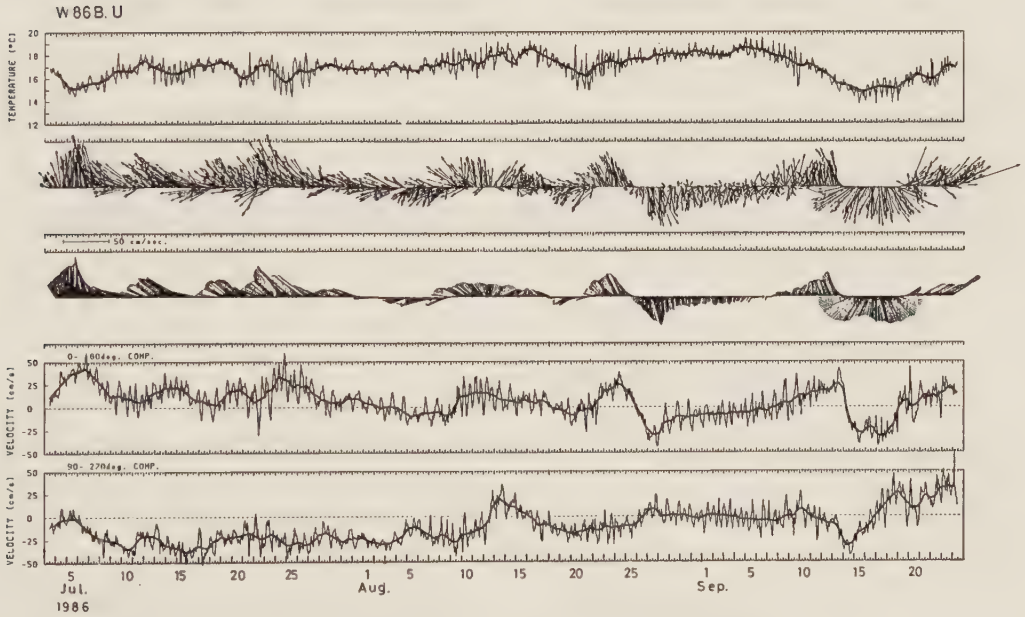


図16 f. W86B.U（30°41.8′N，128°1984′E：水深200）における水温と流速の変動（1986年7月3日～1986年9月24日）（図16aに準じる）

W86A．L（図 16e）

図16eは W86A.U の下，水深500m（海底より200m）における測定結果である．この観測結果の大きな特徴は，同水深層における他の観測結果と比べて，水温と流れの双方に半日周期の変動は認められるものの，短期ならびに長期の変動が極めて小さいことである．また，平均流もほとんど0cm/sに近い値を示している．

W86B．U（図 16f）

この観測点は，先に述べた渦の西側にあり，大陸斜面寄りに位置している．図16fは W86A.U と同じ水深200mにおける観測結果である．半日周期の変動が見られる点は他の観測点と共通しているが，長期スケールの変動は複雑である．25時間移動平均のスティックダイヤグラムを見ると，観測開始当初の1986年7月4日頃から8月1日頃までは，流向が北から西の範囲で変動を繰り返しているが，その後は南下流も見られるようになる．また，周期は明瞭とは言えないが，長周期変動の存在もうかがえる．

水温の変動を見ると，7月5日，8月20日，9月15日頃に水温が低下している．それぞれの低温期における流れは，7月5日の場合は顕著な北上流，8月20日頃は南下流から北上流に変わる転流期，そして9月15日頃は顕著な南下流となっており，流れと水温の間に

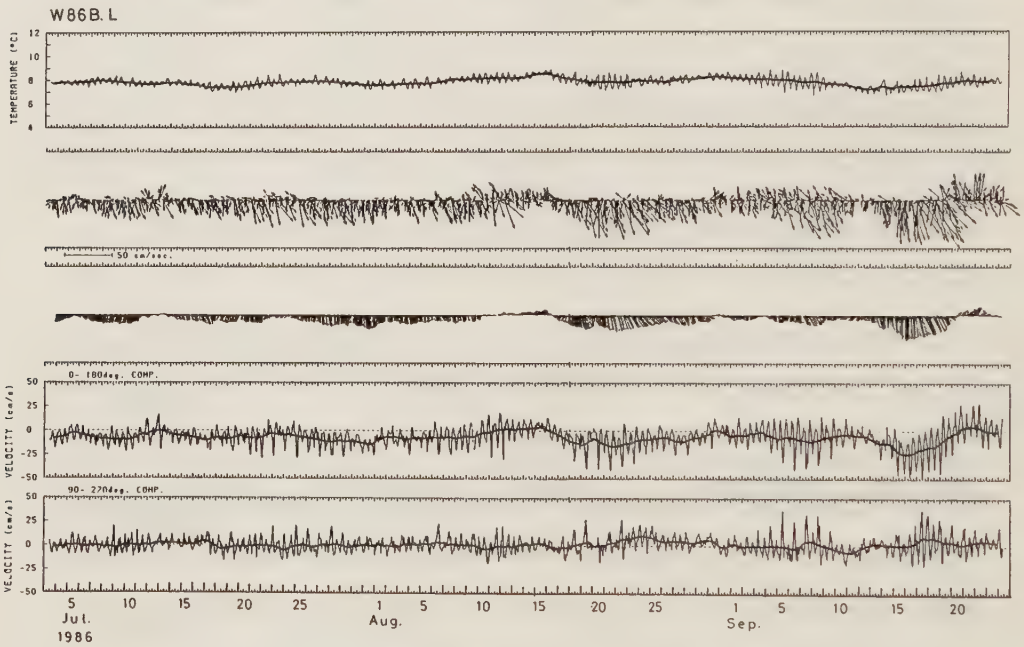


図16 g． W86B．L（W86B．Uと同地点：水深500m）における水温と流速の変動（1986年7月3日～1986年9月24日）（図16aに準じる）

明瞭な相関が認められない．

W86B．L（図 16g）

図16gは W86B.U の下，水深500mにおける観測結果である．この図においても，水温，流れともに半日周期の変動が認められるものの，水温は比較的安定して推移している．一方，流れは南下流が卓越し，W86A.L，W86C.Lの両者に比べると流速が若干大きい．長周期の変動も存在しているようである．また，9月15日頃には200m水深（W86B.U）の場合と同様に南下流が顕著になっている．しかし，水温にはこれに対応した際立った変動が認められない．

W86C．U（図 16h）

この観測点は，W86 シリーズの観測点の中では最も南に位置する．この200m水深の流速計は，8月9日にロープと流速計の接続部が破損し漂流し，同月の20日に屋久島西方約20マイルの地点で発見された．そ

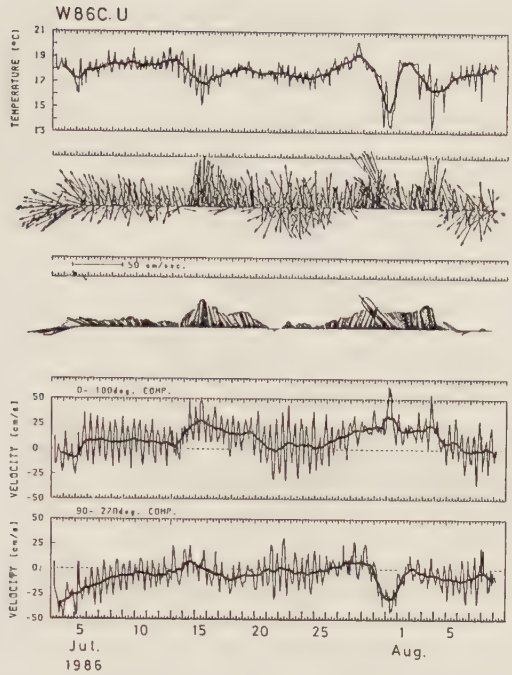


図16 h. W86C.U（30°26.0′N，128°54.5′E：水深200 m）における水温と流速の変動（1986年7月3日～1986年8月9日）（図16aに準じる）

のために，測定期間が短く，他の二点との比較は7月3日から8月9日にかけての間に限られるが，半日周期の変動がやや大きい．また，流れは北上流が卓越し，7月15日（月齢：7.9）と8月1日（月齢：24.9）頃に水温低下を伴った速い流れが出現して半月周期の変動がうかがわれる．これらの強流出現時は，月齢からも，流速成分の半日周期変動が小さくなっていることからも分かるように，小潮の時期に当たっている．従ってこれらの速い流れは潮汐によって引き起こされた潮汐残差流とは考えにくい．黒潮の変動あるいは渦流の形成を反映したものであろう．ただし，これらの速い流れが直接的な黒潮の流れをとらえたものでないことは，水温の低下を伴っていることからも明らかである．このような現象は前章で述べた孤立水塊と渦流の形成と関連するものであろう．

W86C．L（図 16 i）

W86C.U の下，水深500 mでは，半日といった短周期の変動は小さくなり，変動幅は小さいものの長周期変動が目立つようになる．生データならびに25時間移動平均のスティックダイヤグラムを見ると分かるように，南下流，北上流それぞれが一旦出現すると暫くの

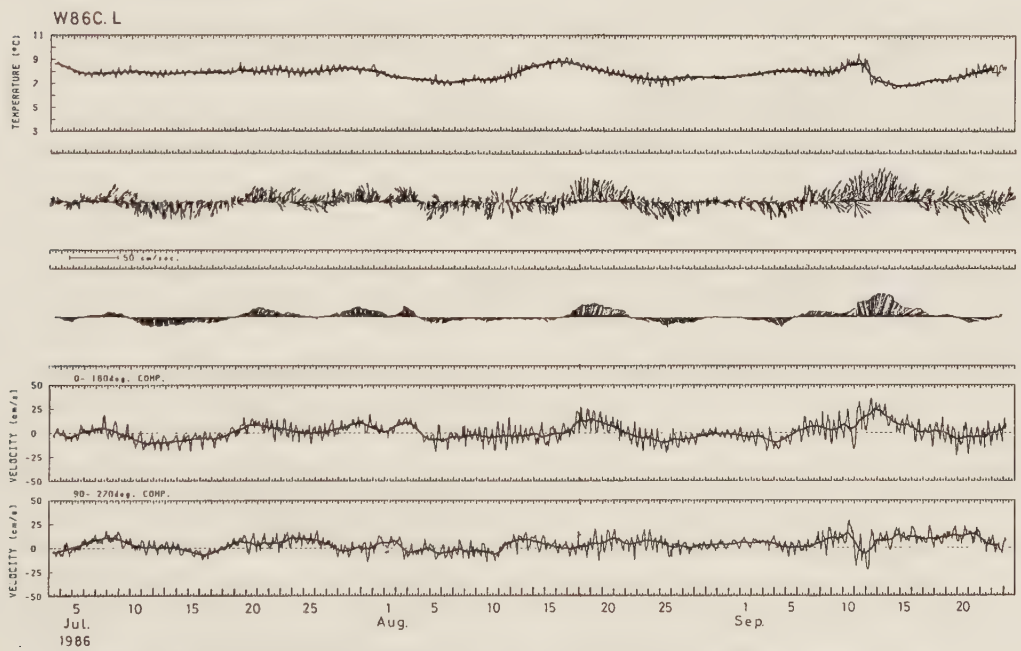


図16 i. W86C．L（W86C．Uと同地点：水深500 m）における水温と流速の変動（1986年7月3日～1986年9月24日）（図16aに準じる）

間持続している．また，200m水深（W86C.U）と同様，北上流が持続すると水温の低下が認められる．特に，比較的強い北上流が出現した9月12日頃には2℃に及ぶ急激な水温低下が生じている．この水温低下が出現をはさんで，それ以前，9月5日頃に北の係留点W86A.U で顕著な南西流を伴う水温低下が見られ，9月15日頃には北東の係留点 W86B.U，W86B.L で顕著な南下流を伴う水温低下が見られている．この一連の現象には共通の要因が感じられるが，それが何であるかを係留系のデータだけから特定することは困難である．しかし，強い流れが部分的に出現することは，流れの水平的なシアーが大きいことを示しており，しかもシアーの位置が複雑に移動することから，渦流の存在とその移動が要因として考えられよう．

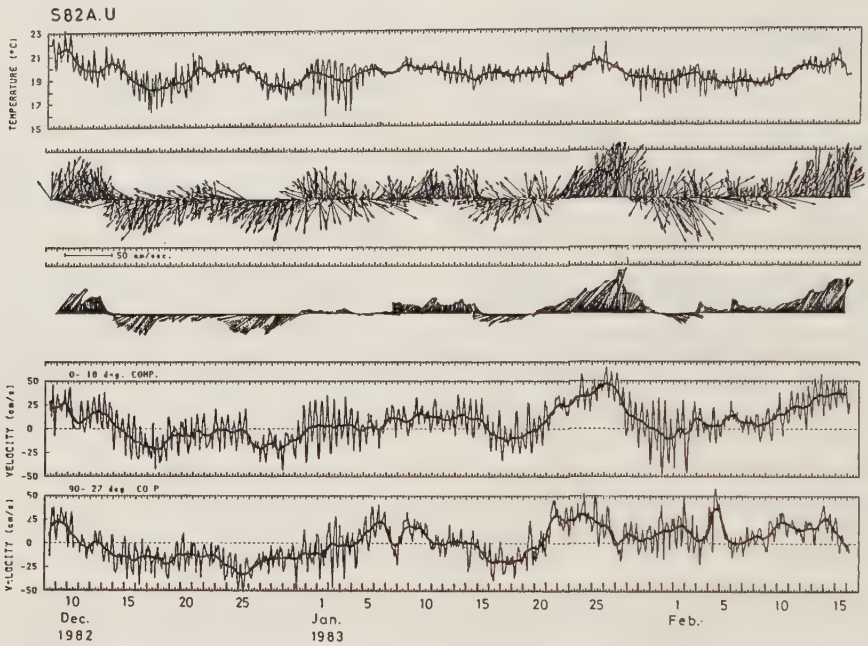


図16 j. S82A.U（29°57.8′N，127°44.6′E：水深100m）における水温と流速の変動（1982年12月8日～1983年2月16日）（図16aに準じる）

S82A．U（図 16 j）

図16 j は，1982年12月から1983年2月にかけて奄美大島北西海域の大陸斜面域で実施した観測の内，北部の係留点における100m水深の観測結果である．この係留点を含む黒潮横断面で，ウォームコアが広がり，流れが緩やかになって，強流帯が二つに分離することは前章で述べたとおりである（図3，図9）．また，この付近で黒潮が複雑に変動することも指摘した．

測流結果から，強流帯の分離状態を推測することは難しいが，黒潮が複雑に変動する状況はある程度推察できる．すなわち，水温および流れの変動には，長周期の複雑な変動が見られる．例えば，1982年12月10日，1983年1月26日，2月15日頃には顕著な北上流が出現し，水温が若干ではあるが上昇している．一方，1982年12月13日から12月28日にかけては比較的強い南下流が見られ，水温は低下している．このような顕著な北上流の出現は黒潮が係留点に近づき，南下流は黒潮が遠ざかって流れた状態を示すと考えられる．

S82A．L（図 16 k）

図16 k は上述の S82A．U の下，水深290m（海底上10m）における観測結果である．生データならびに25時間移動平均のスティックダイヤグラムは南下流が卓越することを示している．また，北流，東流それぞれの成分流速を見ても分かるように，100m水深の場合よりも半日周期の変動が明瞭である．このように，290m水深における流れは100m水深の場合と比べて，

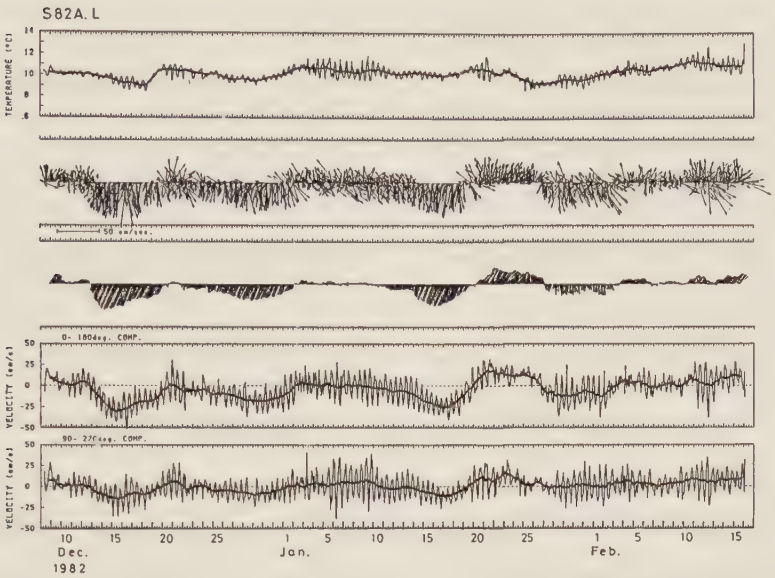


図16 k. S82A.L（S82A.Uと同地点：水深290 m）における水温と流速の変動（1982年12月８日～1983年２月16日）（図16aに準じる）

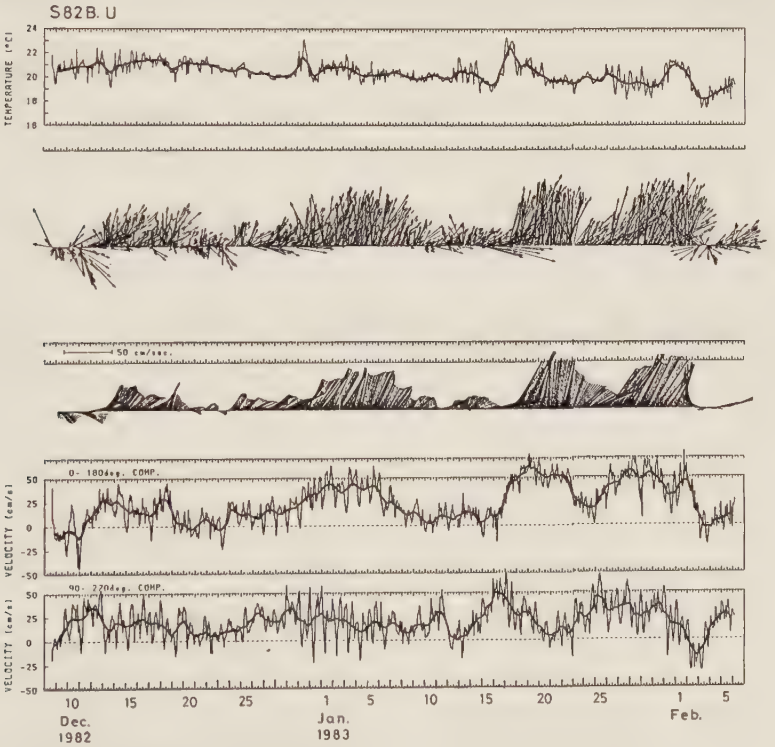


図16 l. S82B.U（29°00.4′N，127°08.8′E：水深100 m）における水温と流速の変動（1982年12月８日～1983年２月６日）（図16aに準じる）

平均流および短周期変動の特徴が異なる．

しかしながら，南下流が弱まって北上流が見られるようになると，水温が上昇する傾向が見掛けられるほか，北流成分の変動が100m水深の変動とよく似た長周期変動を示す等共通点も認められる．このようなことから，黒潮変動の影響がうかがえる．

S82B．U（図 16 l）

この係留点は，前述の S82A. U の南南西，65マイルに位置し，前章の地衡流分布（図 9）で見ると，黒潮強流帯の西側近傍に当たる．

流れは，北流が卓越し，強い流れが10日あるいはそれ以上の周期で出現している．特に，1月の下旬には80cm/ s を越える速い流れが認められる．流れと水温の関係は定かでないが，S82A. U の場合と同様に，強い北上流の出現は黒潮の接近を示唆している．

S82A. U と比較すると，流れの強さや平均流の流向が異なる等相違点が見られるが，成分流速，とりわけ東流成分に見られる変動パターンはよく類似している．ただし，その位相は若干異なる．S82A. U では1983年1月25日付近に強い北上流が出現したことは既に述べたが，東流成分で見るとそのピークは1月24日である．対して，当観測点では1月16日にピークが現れており，8日程度位相が早まっている．

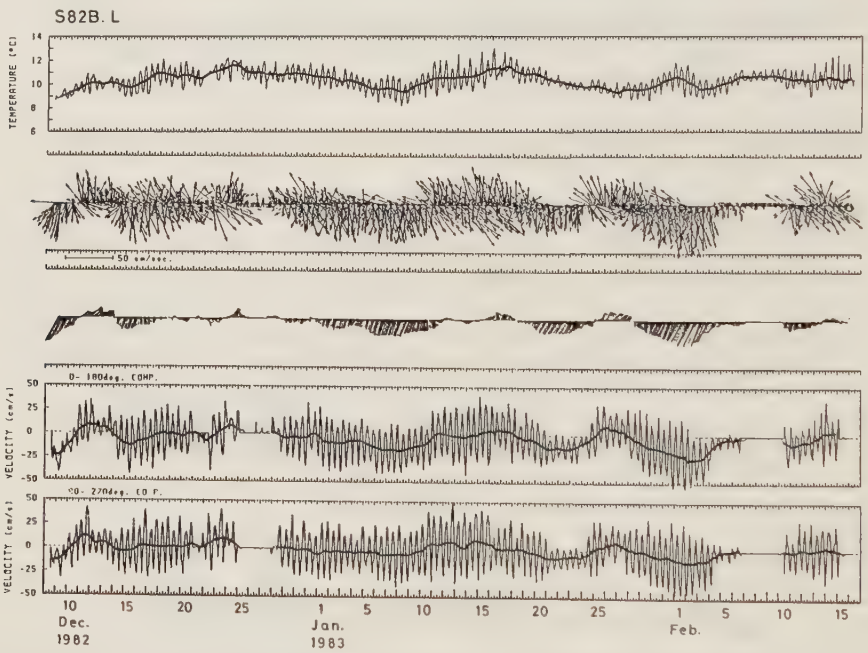


図16 m. S82B．L（S82B．Uと同地点：水深290m）における水温と流速の変動（1982年12月8日～1983年2月16日）（図16aに準じる）

S82B．L（図 16m）

図16mは S82B. U の下，水深290m（海底上10m）における測定結果である．これを一見して分かるように，S82A. L の場合と同様，100m水深の流れとは逆に南下流が卓越している．しかも，水温，流れともに半日周期の変動が明瞭となっている．長周期変動も存在し，南下流が弱まって北上流が出現すると，水温が上昇する傾向が認められる．また，成分流速で見た長周期変動には，100m水深のそれと似かよった傾向もうかがわれる．

S84C．L（図 16n）

図16nは1984年の夏季に，S82B 係留点より南西に38マイル離れた地点で実施した，水深293m（海底上25m）における観測結果である．この係留点は，長崎海洋気象台が設定している観測定線，PN 線上に位置している．これまでの観測結果[10] ではこの係留点

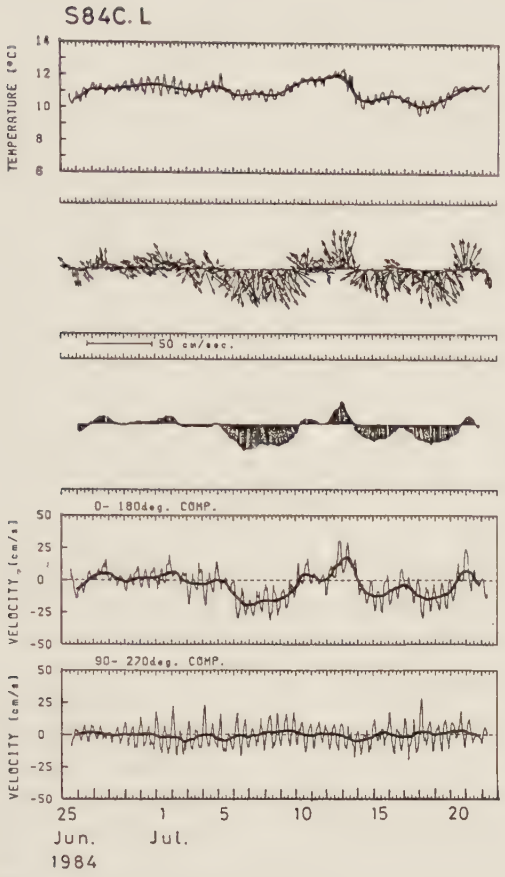


図16 n. S84C.L（28°29.4′N，126°57.2′E：水深293m）における水温と流速の変動（1984年6月25日～1984年7月22日）（図16aに準じる）

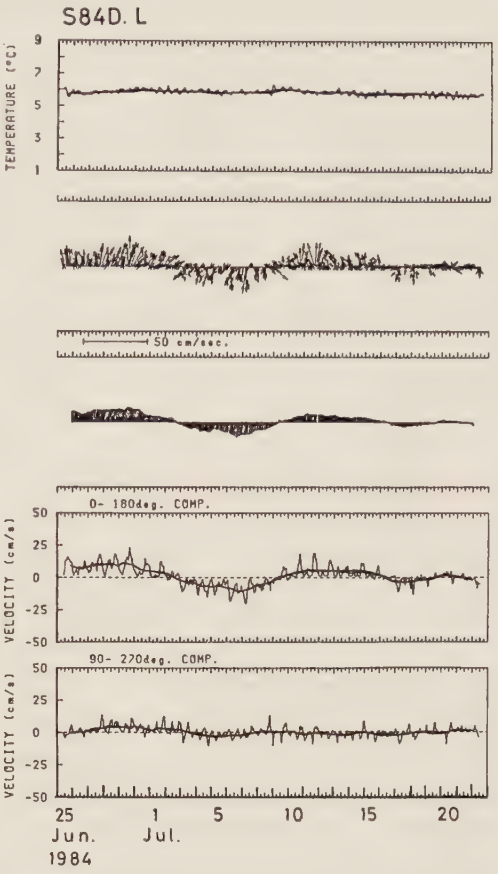


図16 o. S84D.L（28°18.6′N，127°03.6′E：水深725m）における水温と流速の変動（1984年6月25日～1984年7月22日）（図16aに準じる）

のすぐ東に黒潮流軸が位置することが明らかとなっており，この係留点はS82B.Uの地点とよく似た海況条件下にある．

この観測結果を見ると分かるように，流れは南下流が卓越し，半日周期の他に長周期の変動も認められ，北上流が出現すると水温が上昇している．このように，観測年および季節が異なるにもかかわらず，S82B.Lの結果との共通点が存在する．

S84D.L（図16o）

この観測は，前述のS84C.Lと同時に実施したものである．係留点は，S84Cと同じくPN線上にあり，S84Cからは南東に14マイル離れている．図16oはその地点での725m水深（海底上125m）における測定結果である．

水深が深いために，水温は6℃付近で安定して推移している．しかし，これまで述べてきた他の観測例と同じように，半日周期や長周期の変動が認められる．

(2) 流程

前項の時系列図では，半日といった短周期の変動がどの観測例にも見られた．しかし，潮汐による短周期変動は基本的には往復運動であり，卵・稚仔の輸送にはむしろ長周期変動の方が大きな影響を及ぼすであろう．そのことは，流れの累積ベクトル図（図17a～図17e）を描くと，短周期の変動は相殺されて，長周期の変動が明瞭になってくることからも分かる．まず，1983年12月から1984年2月にかけて実施したトカラ海峡での観測結果（図17a）を見ると，100m水深（E83.U）では，全般的には比較的滑らかな蛇行を描

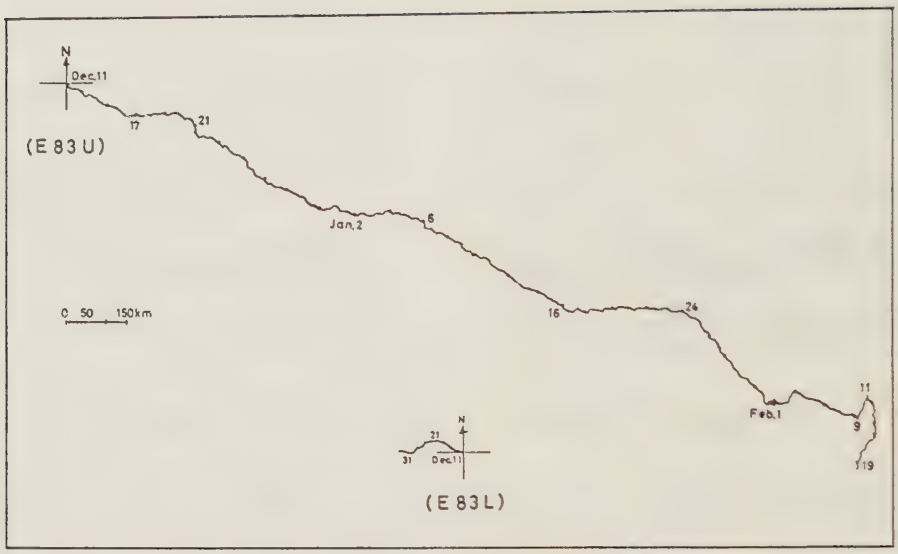


図17 a. 累積ベクトル
E83. U（29°41.5′N，130°12.2′E，水深100 m，測定期間：1983年12月10日～1984年2月19日）
E83. L（E83. Uと同地点，水深：480 m，測定期間：1983年12月10日～1984年1月3日）

きながら東南東に延びた流程を示している．前項の時系列図でも，2月10日以降はそれまでと異なった流況が見られたが，その状況は累積ベクトル曲線に明瞭に表れている．すなわち，それまで東南東に向かっていた流れが2月9日から11日にかけては北向き，その後は南向きの流程となって示されており，それまでこの係留点付近を流れていた黒潮に大きな変動が生じたことがうかがえる．

一方，500 m水深（E83. L）においては，100 m水深の流れとは逆に西ないし西北西の流れとなっている．また，同じ測定期間（12月11～31日）の流程を比較すると，100 m水深の場合の約1/5と小さい．

図17 bは N85. U における累積ベクトルである．観測開始当初から1月26日頃までは南西の流れとなっているが，その後向きを変え，1月31日頃までは北東流，そして2月5日にかけて再び南西流が出現し螺線状の累積ベクトル曲線を描いて10日程度の周期変動を示している．しかし，2月8日頃から13日にかけては北西の流れが出現している．そして，既に指摘したように，その後急激に北東流が発達して2月23日頃まで持続している．

図17 cは1986年夏期に実施した3係留点における流れの累積ベクトルである．この内，200 m水深の流れ（W86A. U，W86B. U，W86C. U）の全般的な傾向を見ると，W86A. U では南下流，W86B. U では大陸棚上に向かう南北西の流れ，W86C. U では北上流の傾向となっている．また，いずれの観測結果にも長周期の蛇行が見られ，W86A. U では観測開始当初の7月4日から14日頃までは東流，その後は南南東の流れとなり暫く持続するが，8月19日頃から南西の流れとなっている．これに対し，W86B. U では観測開始当初は北上流，7月8日頃から次第に西に方向を転じる．また，他の二点と共通する観測期間（7月4日～8月9日）の累積ベクトルを比べると流程が長い．しかし，8月9日[illegible]，複雑な累積ベクトル曲線を描いている．W86C. U では，観測期間が上記の二点よりも短く，8月9日以[illegible]の状態は分からないが，観測開始当初は西向きの流れが見られ，7月8日頃からは北上流となっている．このように，それぞれの地点で独特の変動を示しているが，観測開始当初の7月4～7日の流れは，北部で東流，南部で西流，西部で北流となっており，前章で述べた時計回りの渦流（図12 b）の存在を裏付けている．

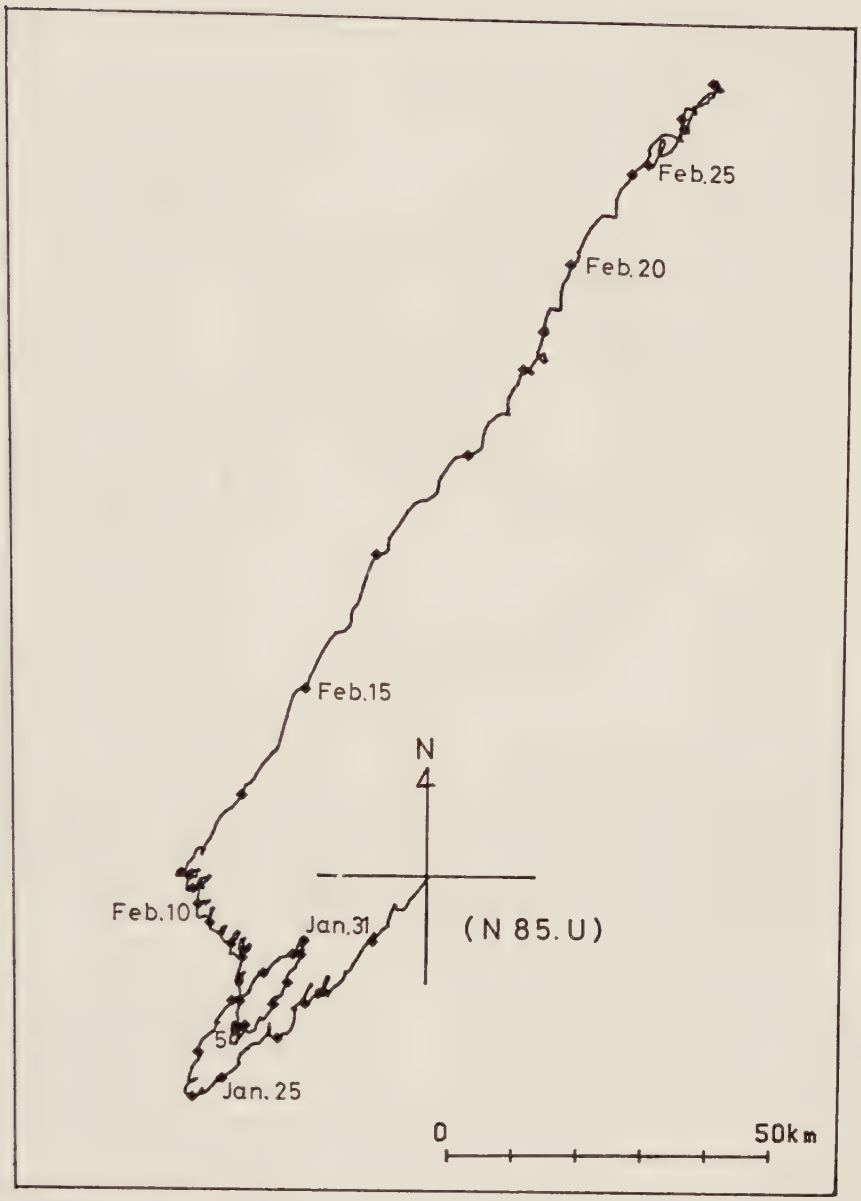


図17 b. 累積ベクトル
N85.U（31°16.5′N，129°32.0′E，水深：200m，測定期間：1985年1月20日～1985年2月25日）

一方，500m水深の累積ベクトルは，200m水深の状況とはかなり異なっている．すなわち，W86A.Lでは累積ベクトル曲線は流程が短く，稲妻形をして南南西に延びている．ところが，W86B.Lではほぼ直線となって南に延び，その流程は長い．さらに，W86C.Lでは，極めて複雑な累積ベクトルを示して東方に延びている．

次に奄美大島北西の大陸斜面域の流れを図17dに示す．まず100m水深の流れは，S82A.Uでは12月15日頃から1月1日にかけて西南西の流れを示し，1月1日から1月20日頃にかけては複雑な蛇行を描いている．しかし，1月20日を過ぎると比較的安定した北東

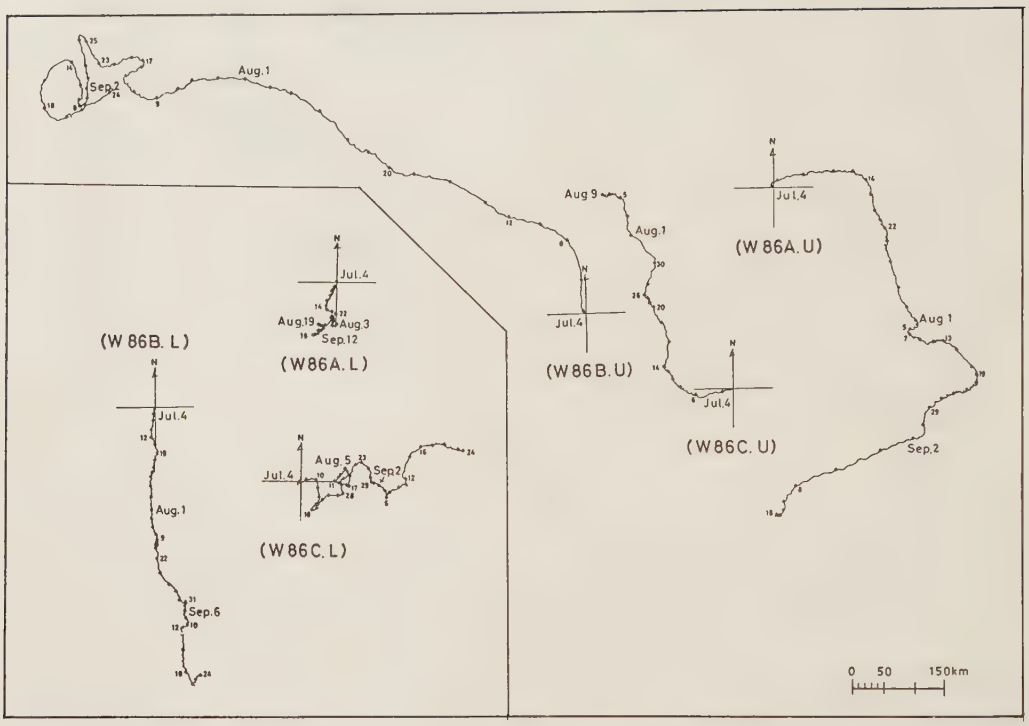


図17 c. 累積ベクトル
W86A.U(31°06.9′N，129°05.85′E，水深：200m，測定期間：1986年7月3日～1986年9月18日)
W86A.L(W86A.Uと同地点，水深：500m)．測定期間：1986年7月3日～1986年9月18日)
W86B.U(30°41.8′N，128°19.84′E，水深：200m，測定期間：1986年7月3日～1986年9月24日)
W86B.L(W86B.Uと同地点，水深：500m，測定期間：1986年7月3日～1986年9月24日)
W86C.U(30°26.0′N，128°54.5′E，水深：200m，測定期間：1986年7月3日～1986年8月9日)
W86C.L(W86C.Uと同地点，水深：500m，測定期間：1986年7月3日～1986年9月24日)

の流れとなっている．これに対して S82B.U では，累積ベクトルは流程が長く，比較的ゆるやかな蛇行を描いて北東に延びている．このように，両者で流れの様子が非常に異なっている．すなわち，S82A.U では流れが不安定で，平均流速が遅いのに対し，S82B.U では流れが安定しており，平均流速が速い．ちなみに S82A.U で流れが安定していた1月20日から2月1日までの流程を比較すると，S82A.U では190km，S82B.U では400kmであった．これらを流速に換算するとそれぞれ18cm/sと39cm/sとなる．このように，係留系による観測結果は，地衡流近似で得られた結果，すなわち S82A.U を含む断面で黒潮の変動が激しく，流速が小さいという推定とよく一致している．1月20日から2月1日にかけて S82A.U で見られた比較的流速が大きく安定した流れは，黒潮がこの係留点に接近して流れたことを示しているものであろう．

ところが，290m水深の流れは，S82A.L，S82B.L ともに稲妻形をして南南西に向かった累積ベクトルを描いており，海底付近で黒潮と逆向きの流れとなっている．しかし，両者の流程は，71日間で S82A.L では200km，S82B.L では250kmと短い．

最後に S84C.L と S84D.L における流れを図17 e に示す．図を見ると分かるように全体的な傾向は，S84C.L では南下流，S84D.L では北北東の流れとなって，両者で流向が大きく異なっている．これは，係留地点の違いもさることながら，観測水深が400m以上異なっていることが大きな要因と思われる．しかし，いずれの累積ベクトルにも蛇行あるいは螺線の形状が見られる．しかも，その転向時は，第一回目が7月3日頃，第二回目が7月10日となっており，共通点

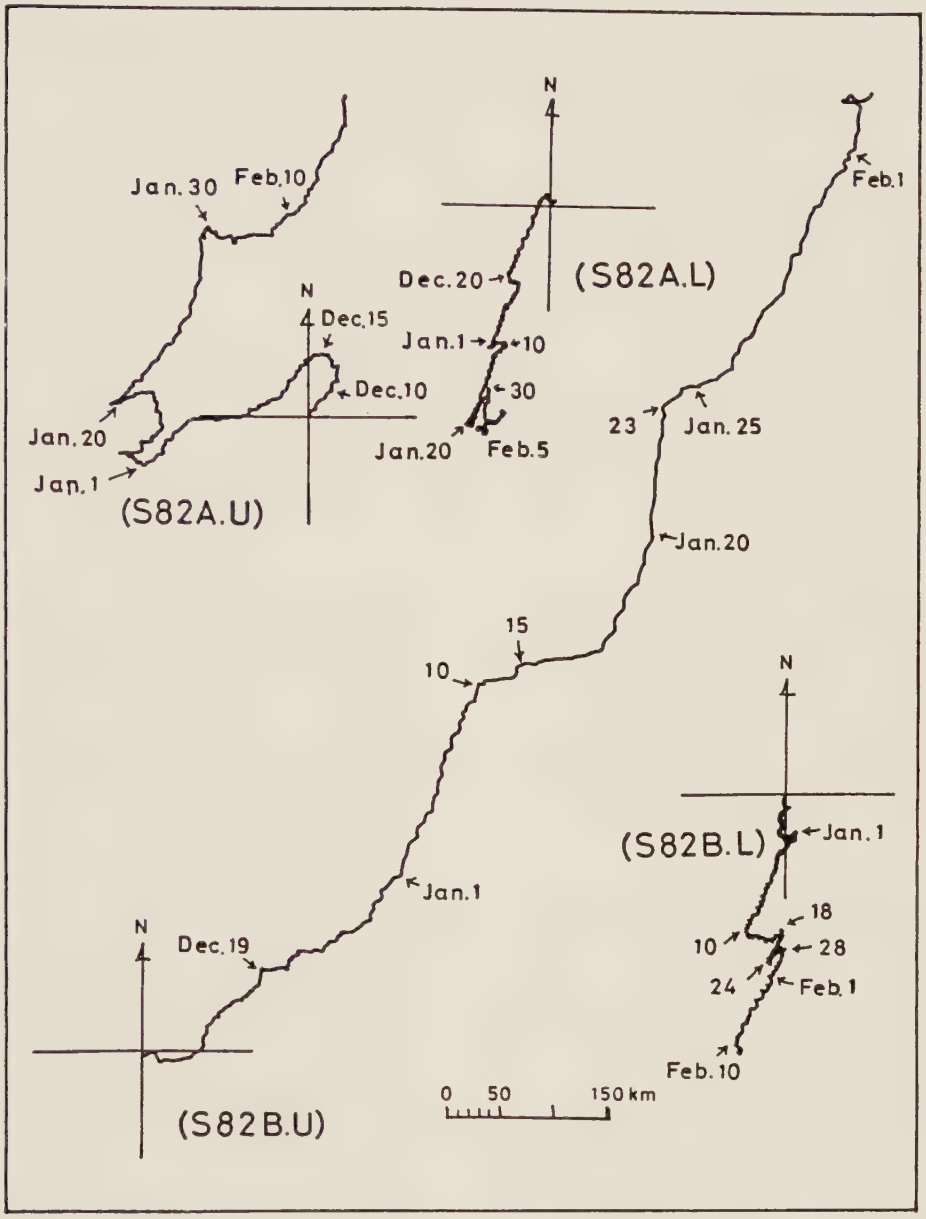


図17 d. 累積ベクトルS82A.U（29°57.8′N，127°44.6′E，水深：100m，測定期間：1982年12月8日～1983年2月16日）
S82A.L（S82A.Uと同地点，水深：290m，測定期間：1982年12月8日～1983年2月16日）
S82B.U（29°00.4′N，127°08.8′E，水深：100m，測定期間：1982年12月8日～1983年2月6日）
S82B.L（S82B.Uと同地点，水深：290m，測定期間：1982年12月8日～1983年2月16日）

も認められる．このことは，変動の要因が同一であることを示している．

3－3　流速変動場の特性

これまで述べてきた流れについて，各観測期間を通しての平均的特性を見るために，平均流とその運動エ

表 2 係留系観測による

Stn. Name	E83.U	E83.L	N85.U	W86A.U	W86A.L	W86B.U	W86B.L
Set Depth(m)	100	480	200	200	500	200	500
$\bar{U}$(cm/sec)	36.05	7.40	4.11	8.50	1.49	12.62	6.50
Direc.(deg.)	115.9	270.7	18.6	179.7	203.7	296.22	170.7
K_M(cm²/sec²)	649.81	27.36	8.46	36.13	1.11	79.63	21.10
K_E(cm²/sec²)	303.99	16.41	56.31	145.08	5.79	234.48	20.49
K_E/K_M	0.47	0.60	6.66	4.02	5.23	2.94	0.97
$(\overline{b^2}/\overline{a^2})^{1/2}$	0.91	0.91	0.18	0.46	0.80	0.79	0.53
Direc.(deg.)	80.4	203.0	216.7	78.7	69.1	129.0	173.1

ネルギー，変動の運動エネルギー，および流速変動の異方性の指標を求めた．これらを求めるに当たっては，市川ら[29]に従った．その方法は以下の通りである．

実測された25時間移動平均流速の東流成分をu，北流成分をvとすると，それぞれは以下の式で表される．

$$u=\bar{u}+u',\quad v=\bar{v}+v' \qquad (3)$$

ここで，$\bar{u}$，$\bar{v}$ はそれぞれu，vの平均値，u′，v′ はu，vの $\bar{u}$，$\bar{v}$ からのずれをそれぞれ示している．($\bar{u}$，$\bar{v}$) からベクトル平均Uとその向き ϕ は，

$$U=(\bar{u}^2+\bar{v}^2)^{1/2},\quad \phi=\mathrm{Arctan}(\bar{u}/\bar{v}) \qquad (4)$$

として求められる．また，平均流の強さを示す平均流の運動エネルギー K_M と変動の運動エネルギー K_B は，

$$K_M=(\bar{u}^2+\bar{v}^2)/2,\quad K_B=(\overline{u'^2}+\overline{v'^2}) \qquad (5)$$

で定義される．ここで流速変動の主軸方向と真北とのなす角度を θ（時計回り）とすると，主・従軸方向の流速変動成分 (a, b) と (u′, v′) との関係は，

$$\begin{pmatrix} a \\ b \end{pmatrix}=\begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}\begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \qquad (6)$$

で表される．従って，変動の主軸方向 θ は，

$$\theta=\frac{1}{2}\mathrm{Arctan}\frac{2\cdot\overline{u'v'}}{\overline{u'^2}-\overline{v'^2}} \qquad (7)$$

として求められる．さらに，この θ を用いて各方向の変動強度 $\bar{a}^2$，b^2 と流速変動の異方性の指標 $(b^2/a^2)^{1/2}$ が得られる．なお，異方性の指標とは，この値が1に近づくと変動が等方的であり，この値が小さくなると，一方向の変動が卓越して非等方的であることを示すものである．

表2はこのようにして求めたU，ϕ，K_M，K_B および K_M と K_B の比ならびに θ と $(\bar{b}^2/\bar{a}^2)^{1/2}$ である．また，図18a，図18bには，平均流ベクトルならびに主軸方向と従軸方向の変動幅（±a，±b）とその方向を上層（100～200m水深）の観測と下層（200mを越える水深）の観測とに分けて示した．

まず，上層（100～200m水深）における流速変動の平均場について見てみよう．図18aを一見して分かるように，平均流は E83. U で最も速く，東南東の流向は東シナ海から北太平洋に抜ける黒潮をよく表している．変動の運動エネルギー（K_B）は約300cm²/s²と大きいが，平均流の運動エネルギーとの比（K_B/K_M）は0.47と全観測中で最も小さく，変動の異方性も小さい．

次いで平均流が速いのは，S82B. U である．この地点では，海底地形に沿った北北東の流れを示している．また，変動の異方性も強くなり，変動は南北方向に大きく，海底地形の影響がうかがわれる．流速変動の運動エネルギーは比較的大きく200cm²/s²を越える前述の E83. U の場合と同様に，平均流の運動エネルギーとの比は0.51と小さい．この地点に近接して黒潮強流帯が形成されることは既に述べたとおりである．

流速変動の諸統計値

W86C.U	W86C.L	S82A.U	S82A.L	S82B.U	S82B.L	S84C.L	S84D.L
200	500	100	290	100	290	293	725
12.59	4.00	6.38	4.47	29.91	4.86	3.09	1.29
328.6	79.0	9.6	180.1	40.0	185.1	183.5	20.5
79.24	8.00	20.39	9.99	477.48	11.82	4.76	0.83
81.99	35.72	241.67	76.94	228.59	46.37	38.03	17.76
1.03	4.46	11.86	7.69	0.51	3.92	7.99	21.38
0.83	0.70	0.44	0.18	0.61	0.27	0.24	0.29
218.8	195.9	45.7	208.3	190.3	212.3	176.6	192.3

従って，E83. U ならびに本地点における流れの変動場の特性から，黒潮強流域では平均流および変動の運動エネルギーはいずれも大きいが，平均流の運動エネルギーが変動のそれを大きく上回り両者の比が小さくなると言える．

S82B. U の北，S82A. U では，平均流の速度は小さくなるが，その方向は200m等深線に沿って北を指し，まだ黒潮の一部が大陸斜面域を北上する状況が認められる．また，流れの変動にも海底地形の影響がうかがわれ，異方性が強く，変動の主軸は北東—南西を示している．変動のエネルギーは大きく，S82B. U のそれを上回っているが，平均流の運動エネルギーは小さい．そのために両者の比は11.86と大きい．このように，流速変動の平均的特性からも，この海域で黒潮の流速が小さく，流れの変動が激しいことが分かる．

さらに北では，W86B. U では，平均流がやや大きくなり，約13cm/sで北西の流れとなり大陸棚上に向かっている．変動のエネルギーも大きく，その主軸は北西—南東を向いて等深線を横切る形となっている．W86C. U においては，変動は比較的エネルギーが小さく等方的であるが，平均流速は W86B. U と同程度で流向は大陸棚上に向かう北北東の流れとなっている．W86B. U と W86C. U の流速変動場の特徴は，この付近の流れが対馬暖流の形成と変動に大きく関与していることを示唆するものである．一方，W86A. U では，平均流は流速の小さな南下流を示し，九州沿岸水が対馬暖流や黒潮に取り込まれる状況が示唆される．ただし，変動のエネルギーが平均流のそれより大きく上回り，東西方向に激しく変動する．

近傍に島嶼群をひかえ急峻な島棚斜面に位置する N85. U ではさらに平均流の流速は小さくなる．しかし，変動の幅は大きく，その異方性が極めて大きい．しかも，変動の主軸は海底地形に沿って北東—南西に向いており，海底地形の影響が強いことを示している．

以上のように，200m以浅の流速変動場は海域によって特徴が異なり，海底地形や黒潮の影響が明瞭に認められた．特に，屋久島西方海域では，平均流よりも変動のエネルギーが大きく，奄美大島北西に達した黒潮は流速を減じ流路が複雑に変化するとした前章での推察とよく一致している．また，奄美大島の西方～北西の大陸斜面域で卓越する南北変動が，屋久島西方で東西変動のエネルギーに変換されると言えそうである．

さて，次に200mよりも深い下層の流れについて見てみよう．図18bに示す流れは，観測水深が浅いものでは290m，深い所では725mと観測によって観測水深が異なるために，一概に各観測点の流れを比べることはできないが，おおよその特徴は以下のとおりである．

大陸斜面域の海底近くでは，流速変動の異方性が強く，変動の主軸が等深線に沿った形状をなす．平均流

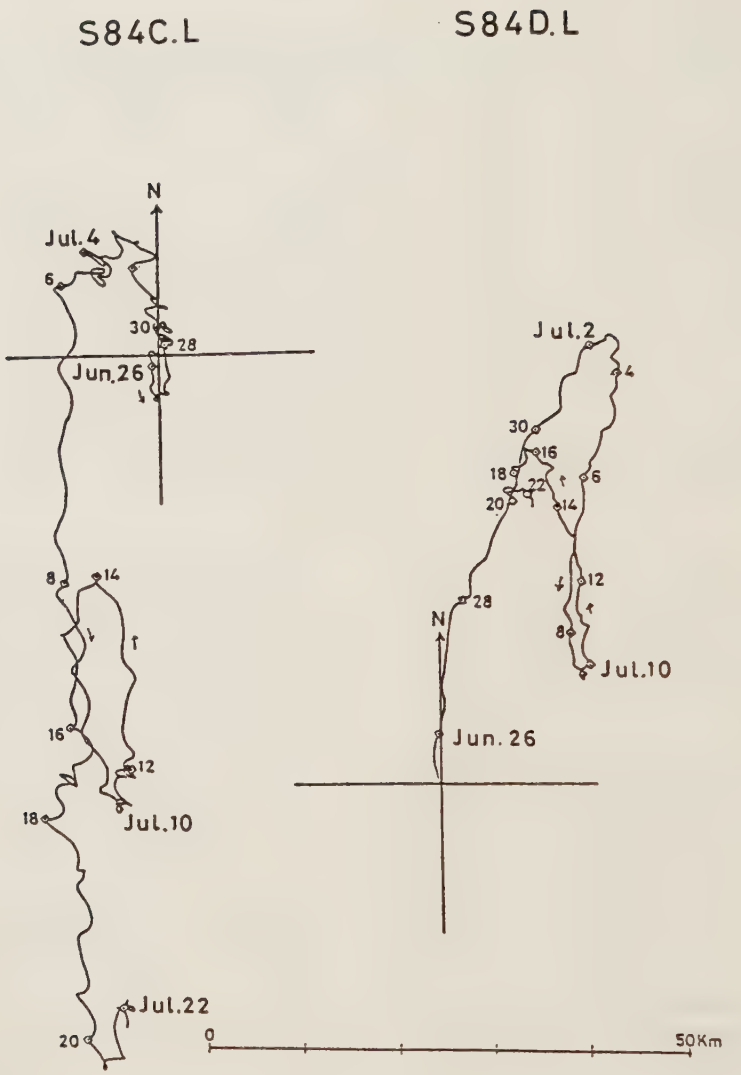


図17 e. 累積ベクトル
S84C.L（28°29.4′N，26°57.2′E，水深：293m，測定期間：1984年6月25日～1984年7月22日）
S84D.L（28°18.6′N，27°03.6′E，水深：725m，測定期間：1984年6月25日～1984年7月22日）

は流向が上層と逆向きの傾向を示し，特に海底近くでその傾向が強い．そして，流速はいずれも微弱である．従って，前章の力学計算で700dbを無流面とし，それより浅い海域では海底を無流面とした仮定は概ね妥当であったと思われる．なお，1986年7月の流れ（図12b）は600dbを無流面としたが，これについても後の3－7で示すように係留観測結果と良く一致している．

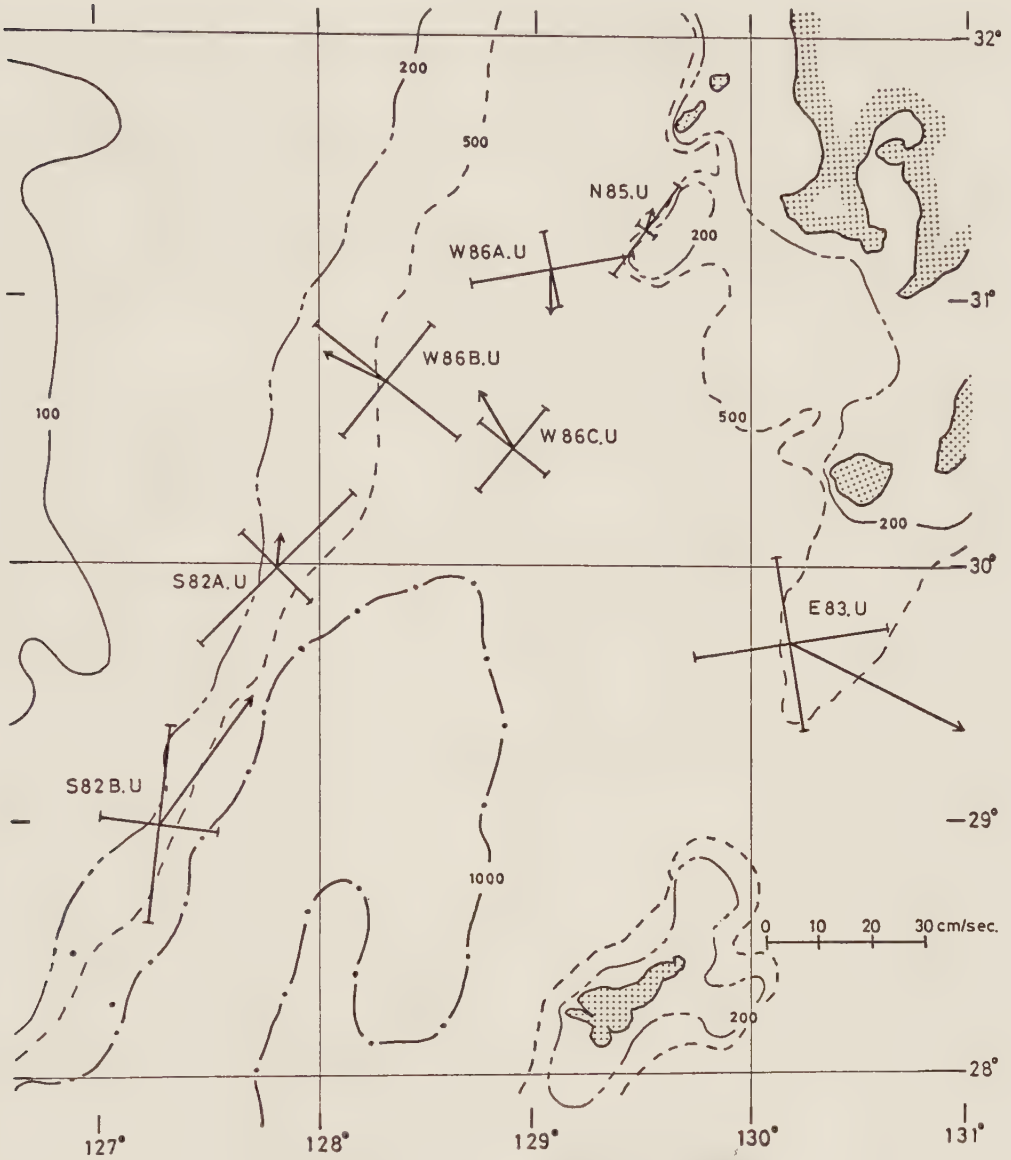


図18 a. 200 m以浅におけるベクトル平均流速と流速の変動幅
← ： ベクトル平均流速
— ： (長)変動主軸方向の変動幅
(短) 〃 従軸 〃

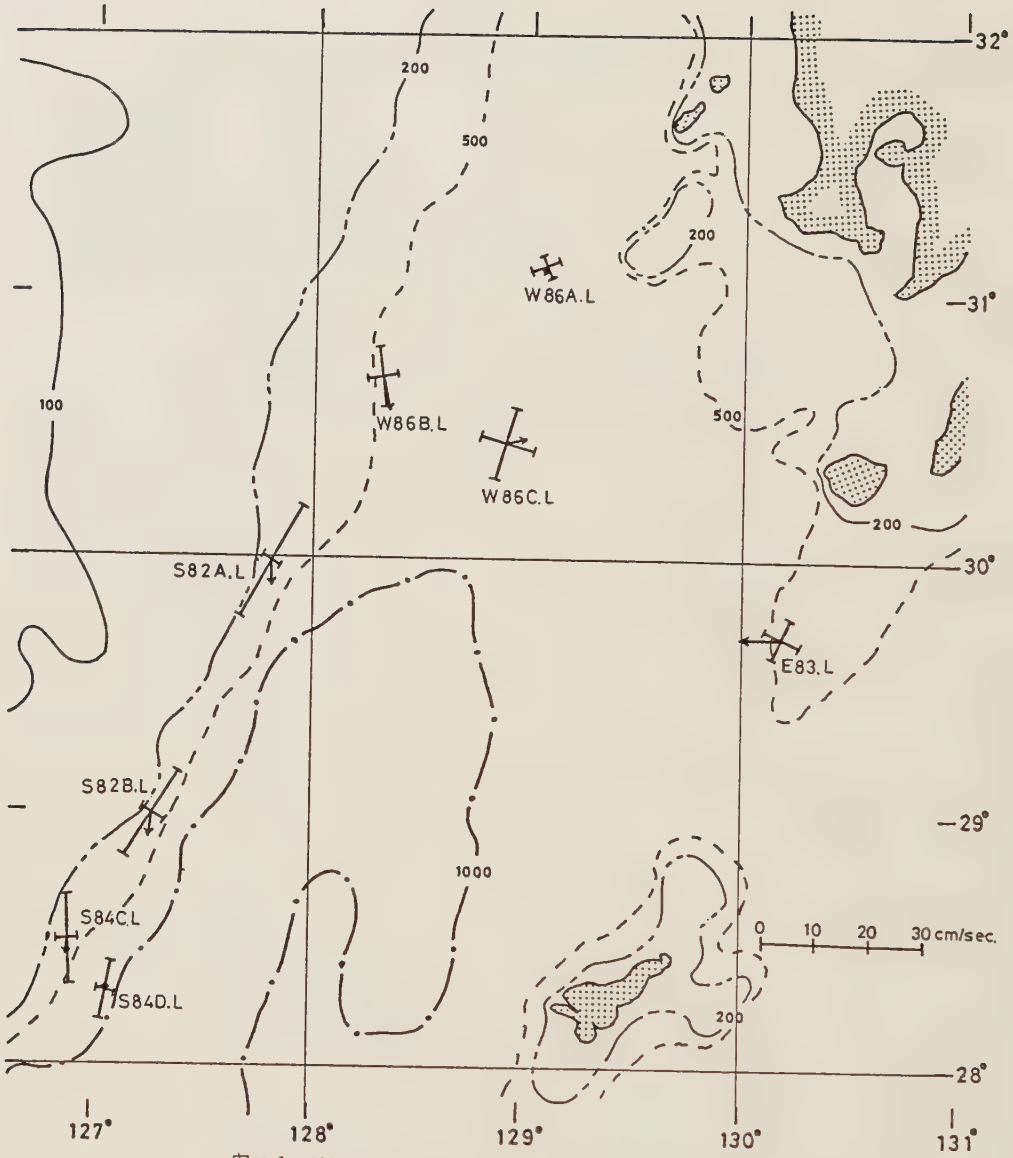


図18 b. 200m以深におけるベクトル平均流速と流速の変動幅
(図18 aに準じる)

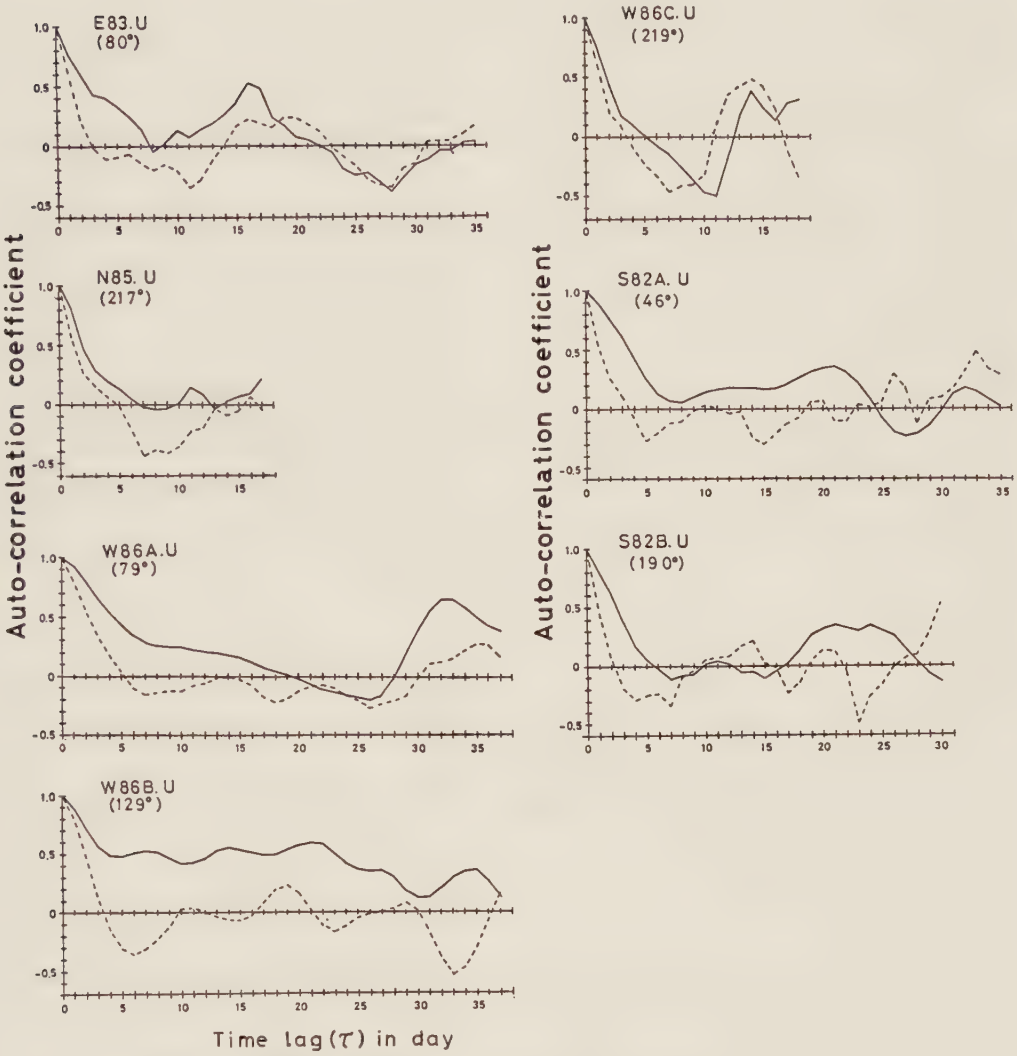


図19a．流速変動の自己相関コレログラム（200m以浅）
各コレログラムの左上に観測点と変動の主軸方向を示す．
実線は主軸方向の流速成分，破線は従軸方向の流速成分である．

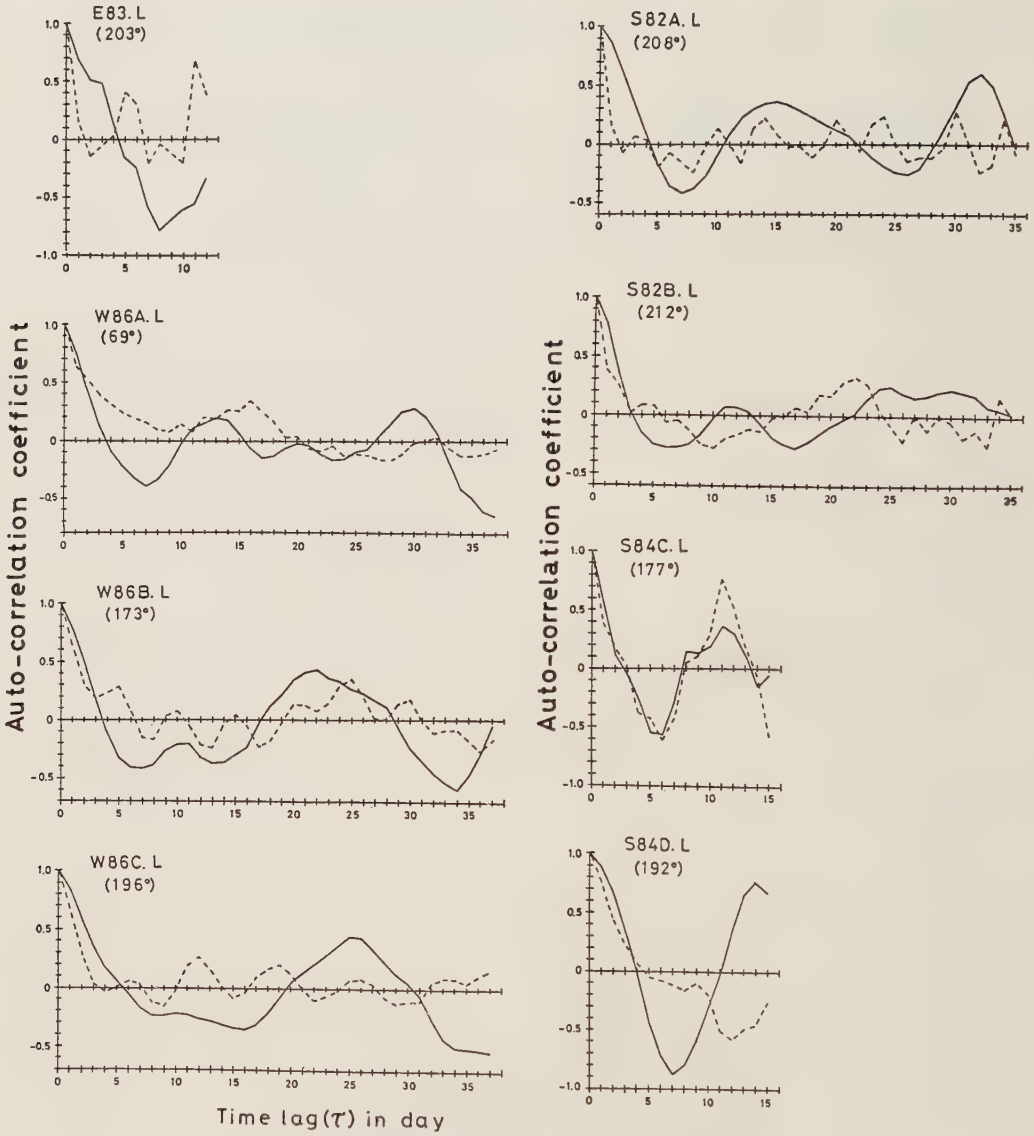


図19 b. 流速変動の自己相関コレログラム（200ｍ以深）
（図19aに準じる）

3—4　流れの長周期変動と持続性

流速変動の時系列図（図16 a～図16 o）および累積ベクトル図（図17 a～図17 c）で長周期変動の存在を指摘した．ここでは，その周期特性と持続性について論議を進める．

周期解析に当たっては，流速を前項で示した流速変動の主軸方向と従軸方向の成分に分解し，その25時間移動平均値を用いて自己相関係数を求めた．その結果をコレログラムにして，200m以浅と以深に分けて図19 aと図19 bに示す．これらの図から流速変動の周期と持続時間が推定できる．例えば，図19 aでE83. Uのコレログラムを見ると，実線で示された主軸方向の成分の自己相関係数は，タイムラグが8日付近で0を示した後上昇して16日をピークに再び減少している．このことから，流れの変動には16日を周期とする変動の存在することがうかがわれる．また，流速変動の持続時間が8日以下であることが分かる．要するに，コレログラムで最初に相関係数が0になるまでのタイムラグが持続時間，その後のピークの出現状況が周期性の指標となる．そこで，図19 a，図19 bから各観測点における持続時間と周期を読み取ると，表3のように

表 3．図19 a,b のコレログラムに見られる各観測点における流速変動の持続時間と主な周期（単位：日）
（a…変動主軸方向成分の流速，b…従軸方向成分の流速）

Stn.	shallower than 200 m			Stn.	deeper than 200 m		
	a/b	period	duration		a/b	period	duration
E83. U	a	16	8	E83. L	a		4-5
	b	16 20	3		b	5 11	3
N85. U	a	11	7				
	b		5				
W86A. U	a	32	19	W86A. L	a	13 30	3-4
	b	35	5		b	15	20
W86B. U	a			W86B. L	a	22	3-4
	b	19	3-4		b	5 10 20 25 30	6-7
W86C. U	a	14	5	W86C. L	a	25	5-6
	b	14	3-4		b	6 12 19 26 34	3-4
S82A. U	a	20 32	24-25	S82A. L	a	15 32	4-5
	b	19 26 33	3-4		b	10 14 20 24 30 34	1-2
S82B. U	a	20 24	5-6	S82B. L	a	11 25 30	3
	b	14 20	2-3		b	20	3
				S84C. L	a	11	3
					b	12	3
				S84D. L	a	14	4
					b		4-5

なる．

これらの図と表を見ると分かるように，コレログラムの形状や周期は時期や場所，さらに水深によっても異なっており，短い周期では5日，長い周期では35日といった値が見られる．ただし，検出される周期は，データ長に制限される．したがって，表3の周期の欄に記載がなかったり，データ長の短い200m以浅のN85. U，W86C. Uや200m以深のE83. L，S84C. L，S84D. Lのように比較的短い周期しか認められなくても，さらに長い周期の存在を否定するものではない．このような点を考慮すると，概ね以下のことが言える．

流速変動には，水深の深浅にかかわらず，変動の主軸あるいは従軸方向の成分流速のいずれかに周期変動が認められる．しかもその周期は，5日，10日，15日，20日，25日，30日，33日前後の値をとることが多い．とりわけ，200m以深ではS82A. Lのように上に

大半が一つの観測結果の中にみられることが多い．しかし，200m以浅においては，これらの周期の内の一部分のみがとらえられている．

ちなみに，上下層の流れについて，比較を容易にするために座標系を東西，南北に統一し，それぞれの北流成分，南流成分を用いて相互相関係数を求めてみた．その結果，W86A. U，Lの地点では上下間で強い相関は認められないが，他の地点では若干下層の変動が先行する形で比較的強い正の相関が見られる（図20）．この結果は，バロトロピック成分の変動が存在

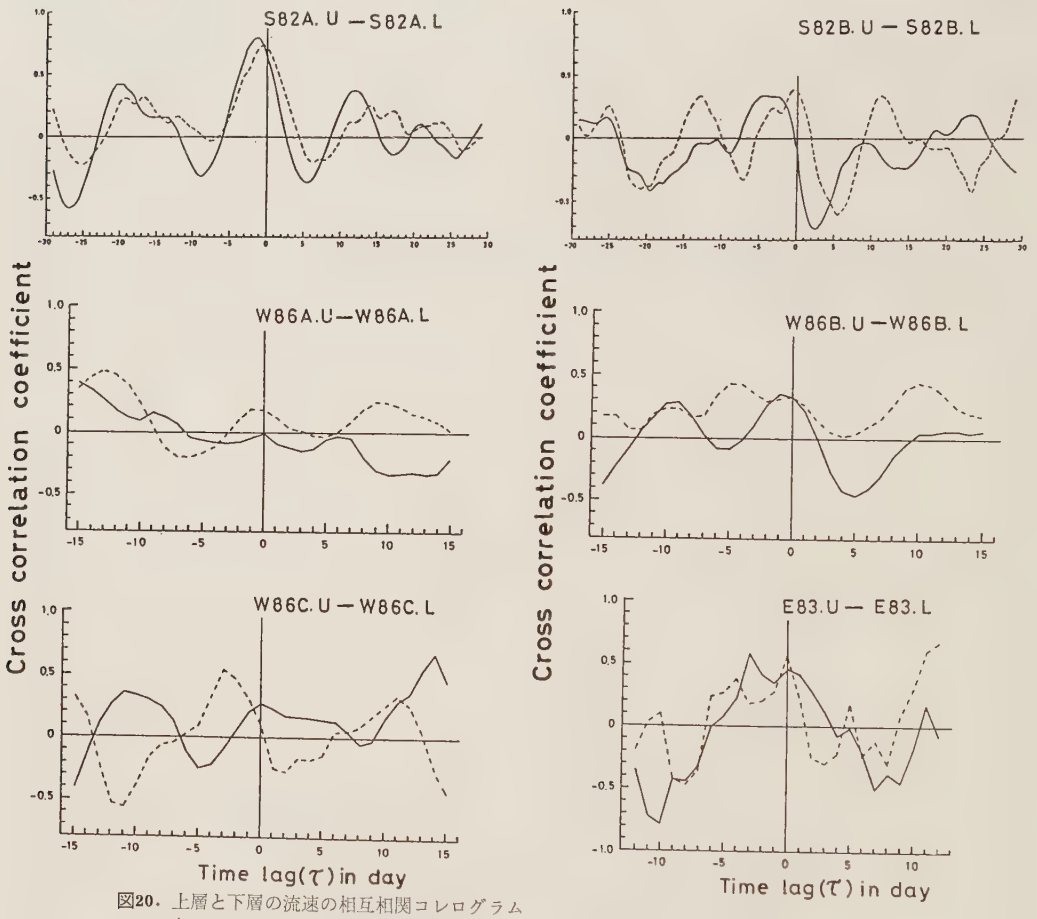


図20．上層と下層の流速の相互相関コレログラム
各コレログラムの上部に観測点を示す．この内，左側が基準とした観測点である．
実線は北流成分，破線は東流成分である．

していることを示唆するものである．

海洋における変動には，様々な要素が考えられるが，その一つに起潮力が挙げられる．Makcnmob[30]によれば，起潮力は大変複雑で，数多くの周期を持ち，半日，1日，7日，9日，14日，28日，32日さらにずっと長い周期がある．しかも，それらの周期，振幅，位相は時とともに変化するとされている．また，潮汐現象は深さとともに衰えることなく，逆に相対的に顕著になるとしている．先に述べたそれぞれの周期および200m以深で多くの周期が明瞭となる特徴やバロトロピック成分の変動の存在は，流速の長周期変動が起潮力による潮汐変動である可能性を示すと考えられる．

また，事例が少ないので確かなことは言えないが，N85. U，W86A. U，Lの両地点における観測で検出される周期の数が減っており，黒潮の影響が小さいと思われる北部海域で擾乱が激しくなる傾向がうかがわ

れる．さらに，両地点を除いた他の観測点で上下層に係わらず20日前後の周期が共通して見られることが大きな特徴である．

次に，持続時間について，表3からは，2日以下の値から20日を越える値が見られた．なお，W86B. U の主軸成分では，周期，持続時間ともに空白になっているが，これは図19 a のコレログラムを見ると分かるように，係数が正の値で安定し0を示さなかったことによる．累積ベクトル（図17 c）を見ても，西向きの流れが持続しており，周期，持続時間ともに，その値は不明であるが，極めて長いことが分かる．

このように，解析時間を越えた長い持続時間が一部に認められるが，それは主軸・従軸成分のいずれかに限られており，両成分ともに6日を越えることはない．そのために，全体を通して見ると，持続時間は3日から6日にかけての値が最も多い．当海域では安定した海況が一週間を越えて持続することは極めて少ないと言える．

3−5　変動の伝播

図21 a は奄美大島北西方の大陸斜面域に約120km離れて位置する（図15）S82B. U と S82A. U，S82B. L

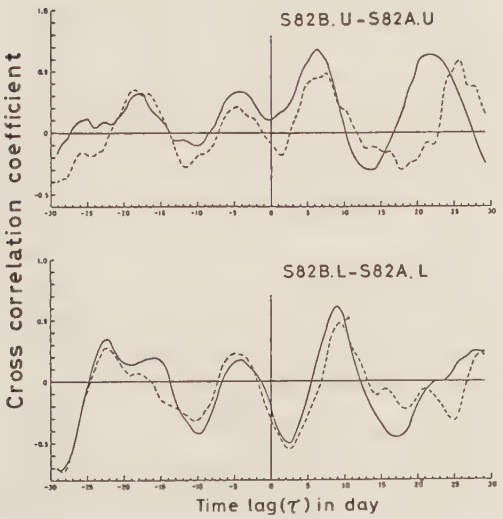


図21 a. 奄美大島北西海域の2地点，S82A. U（L）とS82B. U（L）との流速の相互相関コレログラム
各コレログラムの上部に示した観測点の内，左側の観測点での流速を基準としている．
実線は北流成分，破線は東流成分である．

と S82A. L の流速の相互相関コレログラムである．ここでは前項の図20と同様，座標系を統一して，流速を北流成分と東流成分に分解し，それぞれの25時間移動平均値を用いて相互相関係数を求めた．

これらの図を見ると分かるように，100m水深（S82B. U—S82A. U）では，北流成分には6日，東流成分には8日の時間差で強い正の相関が見られる．290m水深（S82B. L—S82A. L）においても，酷似した結果を示しており，両成分ともにほぼ8日の時間差の位置にコレログラムのピークが出現している．このように，相互相関解析の結果は，S82A. U では S82B. U より8日程度遅れて変動が伝播することを明瞭に示しており，「3—2(1)流速の時間的変動」で述べた位相のずれの存在を裏付けている．また，相互相関係数は周期変動のみをとらえたものではないが，コレログラムに比較的規則正しいピークの出現がみられることから，両点で対応した共通の周期変動が存在することが分かる．そして，上下層ともに τ（0）の中心線を挟んでその τ（−5）の位置にコレログラムのピークが見られ，ピーク間の間隔がほぼ13日となっていることから，相互相関係数がとらえた変動の周期はこの程度のスケールと考えられる．

両係留点が位置する奄美大島北西海域では，黒潮流軸が大陸斜面域で接離変動をすることは第2章で述べたとおりである．また，測得流の時系列図（図16 j〜m）からは，黒潮の接近とそれに対応した流速の変動がうかがわれた．さらに，上記のように周期性や位相のずれが明確となった．これらの結果は全て黒潮蛇行を示唆するものである．そこで，その蛇行の空間スケールを次式で見積もった．

$$\lambda = \nu \cdot T \qquad (8)$$

ここで，λ は波長（m），ν は位相速度（m/s），T は周期（s）である．両係留点間の距離は約120kmであるので，位相の8日間のずれを位相速度（ν）に変換すると約0.2m/sになる．この値を用い，Tを13日として計算すると，波長（λ）は約225kmとなる．この値は柴田[16]が人工衛星の熱赤外画像から求めた黒潮蛇行のスケール（300km）とほぼ一致している．また，Sugimoto *et al.*[22] が1984年夏季に行った係留系観測と黒潮横断反復観測でも11〜14日周期の前線蛇行がとらえられている．この時の位相速度は0.3m/s，蛇行の波長は300〜350kmと推定され，先に示した位相速

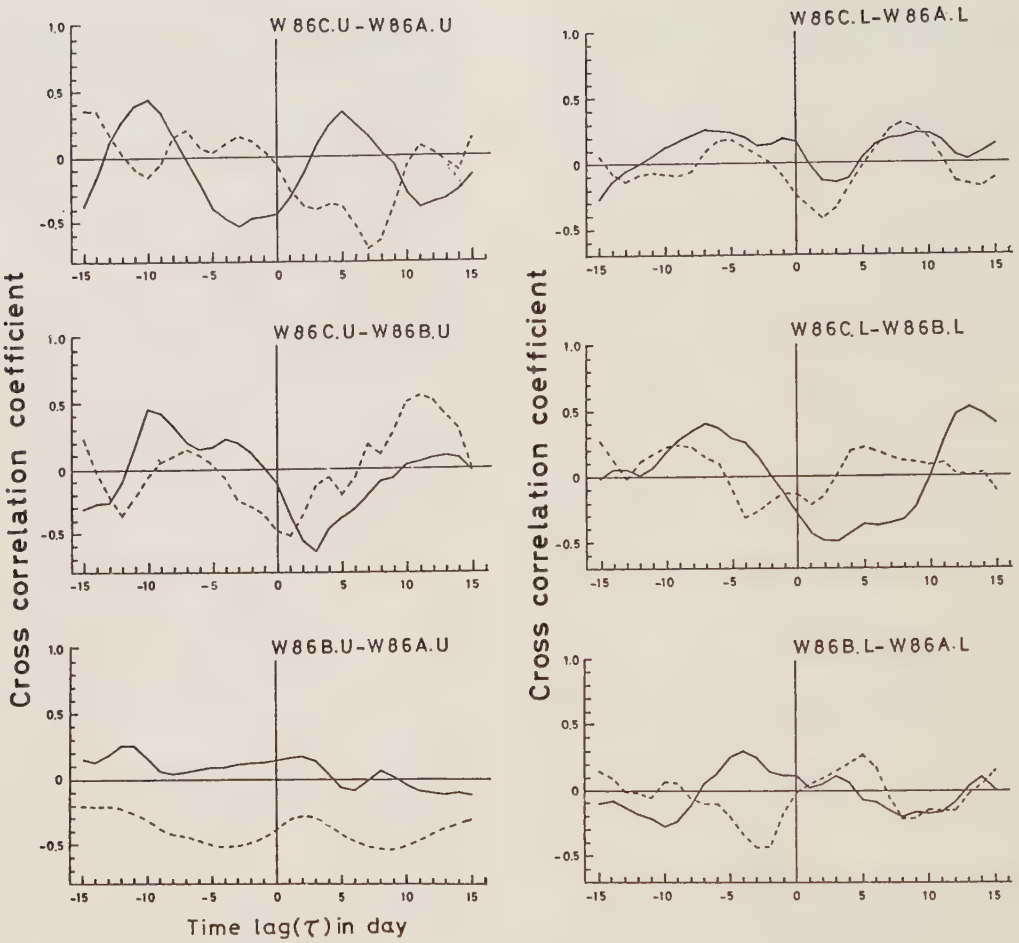


図21 b. 屋久島北西の3地点，W86A.U(L)，W86B.U(L)，W86C.U(L)各地点間の流速の相互相関コレログラム（図21aに準じる）

度（0.2m/s）や波長（225km）よりやや大きいもののほぼ一致している．

したがって，奄美大島北西の大陸斜面域での10～15日周期の流れの変動は黒潮の蛇行に起因するとしても問題はないと考えられる．しかし，屋久島北西方の黒潮北側海域では変動の伝播状況が異なる．図21bに屋久島北西方海域（図15）における W86A.U(L)，W86B.U(L)，W86C.U(L) の各点間で求めた相互相関コレログラムを示す．この図に基づき各点相互間の流速変動の関連を述べると以下のとおりである．

水深200mにおける W86C.U—W86A.U のコレログラムは，北流成分ではタイムラグが5日のところに正の，東流成分ではタイムラグが7日のところに負の比較的強い相関が認められる．この結果は，W86C.U で北東流が出現すると，5～7日遅れて W86A.U で北西流が強化されるといった特性を示している．しかし，その下層の500m水深（W86C.L—W86A.L）では，両成分ともにタイムラグが2日のところで負の相関が強くなっており，2日遅れで W86A.L では逆向き成分が強化される状況を示している．このようにして見てゆくと，W86C.U—W86B.U の結果は1～3日遅れで W86C.U とは逆の成分が W86B.U で強化されることを示している．また，下層の500m水深（W86C.L—W86B.L）でも同様な傾向が認められる．

ところが，W86B. U—W86A. U では，北流成分の相関係数は0付近で，東流成分の相関係数は負の値で比較的安定している．このことから，両地点では定常的に東西逆方向の流れとなっていることはうかがえるものの，変動の伝播特性については明確に読み取れない．一方，W86B. L—W86A. L では，北流成分は－4日付近に正の相関，東流成分では－2日付近に負の比較的強い相関が認められ，W86A. L の変動が数日おくれで W86B. L に伝わることを示している．

このように，各点間で個々に見ればそれぞれ特徴のある相関関係が認められるが，全般的な変動の伝播特性や構造を図21 b から類推することは難しい．これまで述べてきたように，これら三点では，流速変動場の平均特性もそれぞれで異なっており，周期性についても黒潮強流域と異なる傾向が見受けられた．また，時によっては渦流や環流が形成される領域であることを既に第2章で示した．したがって，ある地点で一定方向の強い流れが出現しても，それが他の地点にそのまま同一方向の流れの強化となって伝播するとは限らない．図21 b の結果は，このように複雑な海洋構造を反映していると考えられる．

3－6　渦の消長

前章では，力学計算で求めた地衡流分布から1986年7月4～7日に屋久島北西方の海域に時計回りの渦流が存在したことを示した．その渦の存在を裏付ける流速分布が W86A. U，W86B. U，W86C. U の累積ベクトル（図17 c）に見られたが，ここではそれら3点での流速ベクトル分布の時間的な変化を追跡し，渦流の確認を改めて行うとともに，渦流の消長について検討する．

図22に，1986年7月4日から8月8日にかけての(A) W86A. U，(B) W86B. U，(C) W86C. U の各三点における25時間平均の流速ベクトルとそれらに直交する法線の時間変化を示す．なお，本図では，法線が交差しない場合あるいは法線の交点を中心に流速ベクトルの回転方向が逆になる場合には法線を描いていない．

これを見ると分かるように，7月4日には(A)点では流速が微小であるが，(B)，(C)の両点での流速ベクトルは時計まわりベクトル分布を示している．7月5日には，(B)点で北上流が顕著となり，(A)点でも東向きの流れが見られるようになって，三点に囲まれた中で法線が交わって小さな三角形を作っている．この三角形は次第に小さくなり，7月6日には法線が1点で交わる時計まわりのベクトル分布となっている．このベクトル分布は，まさしく渦流の存在を裏付けるものであり，法線が交わって作る三角形の中の渦の中心が位置することを示している．

やがて，3法線が一点で交わらなくなり，7月8日～12日には，法線の形状だけでみると，(A)点と(C)点のベクトル分布は時計回りの，(B)点と(C)点では曲率半径の大きな反時計回りのベクトル分布を示すようになる．しかし，(C)点の流速は微弱であり，全体としては(B)点寄りに流入した海水が迂回して(C)点付近で東に流出する大きな環流の状況がうかがえる．このような流れのパターンも7月13日頃には崩れて(A)点での流速が小さくなる．

7月14日になると，(C)点で比較的強い北上流が見られるようになり，(A)点と(B)点のベクトルは時計回り，(B)点と(C)点では反時計回りのベクトル分布となっている．このような流況パターンがしばらく続いた後，7月21日頃には(A)，(C)両地点の流速が微弱となってパターンが崩れる．

先に時計回りの渦流が見られた7月5～6日からほぼ20日が経過した，7月22～26日には，(C)点の流速が微弱で3法線が交わるような典型的な渦流のパターンではないが，(A)点と(B)点のベクトル分布は時計回りの渦流あるいは環流の状況を示している．

その後は，明瞭とは言えないものの，これまで述べてきたような経過をたどって流況パターンが変化しているようである．例えば，7月30日頃は(C)点に強い流れが出現し，7月14日頃の流況によく似ている．また，8月6～3日には(A)点と(C)点の流速が微小となっており，7月20日頃の流況と類似している．前項の相互相関解析では，(B) W86B. U では1～3日遅れて(C) W86C. U と逆の成分が強化されることを指摘したが，図22ではその相関関係が(C)点で北上流が強くなるとその西で反時計回りの流れが強化される傾向として認められる．この状況は前章の力学計算で求めた1985年1月16～20日の流速ベクトル分布（図12 a）と符合しており，黒潮が大陸斜面を離れて，舟状海盆の中心軸付近を通って当海域に侵入してきた場合には，小規模の渦流をいくつか形成し，侵入路の西側には反時計回りの渦流を生じるとした前章での考察結果を支持してい

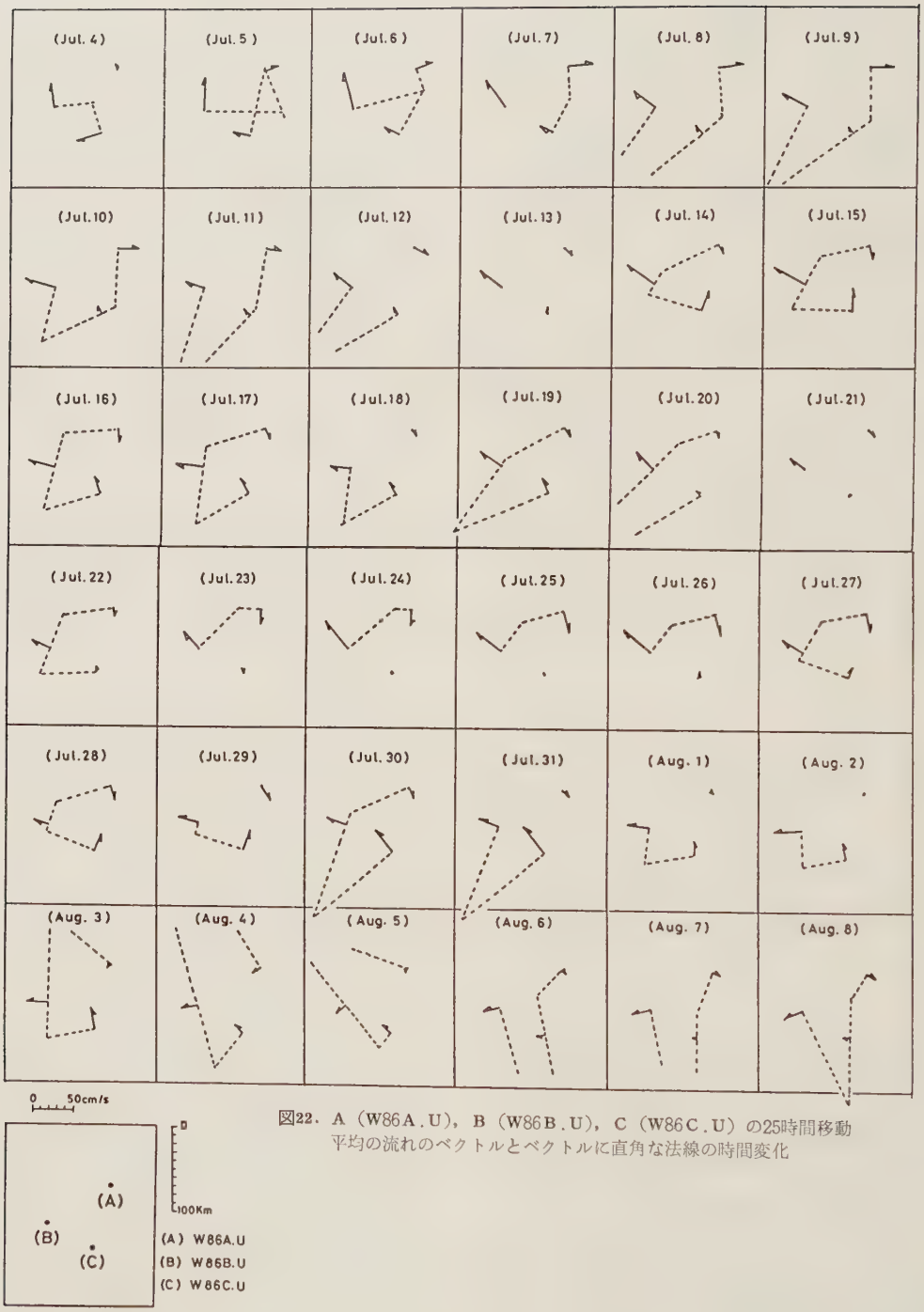


図22. A（W86A.U），B（W86B.U），C（W86C.U）の25時間移動平均の流れのベクトルとベクトルに直角な法線の時間変化

る．

以上が3点の係留観測で得られた流況パターンの時間的な変化の特徴である．ちなみに，1986年7月4～7日に屋久島北西方の海域に見られた時計回りの渦流について，7月5日の20時を例にとると，中心から各係留点までの距離は，(A) W86A. U が，約43km，(B) W86B. U では80km，(C) W86C. U では43kmであった．その時の各点における流速は，それぞれ 17.3cm/ s，40.4cm/ s，20.4cm/ s であった．これら渦中心までの距離（r：m）と各点の流速（q：m/s）の関係を渦度（ζ：s^{-1}）を用いて表せば，渦の中では，

$$q=\frac{1}{2}\zeta\cdot r \qquad (9)$$

となる．この関係から，上に示した各点での値を代入して渦度を求めると，(A) W86A. U の値で求めた渦度は 0.81×10^{-5}，(B) W86B. U の場合は 1.00×10^{-5}，(C) W86C. U の場合には 0.95×10^{-5} となる．これらの値は，前章で示した渦度の表記に従えば，それぞれ負の記号を付して示すことになり，前章での値 -2.7×10^{-5} とほぼ一致している．

3－7　まとめ

以上のように，係留観測の結果は，前章で述べた船舶による海洋観測結果から導かれた推論と良く一致した．さらに，流れの変動について，その周期性や持続性などを以下の如く明らかにすることができた．

すなわち，大陸斜面域を北上するほぼ13日周期の黒潮小蛇行が認められ，その空間スケールは200km台と見積もられた．このスケールは，Sugimoto *et al.*[22] による沖縄北西方における1984年夏季の観測結果（位相速度0.3m/ s，空間スケール300～350km）に比べると，やや小さいもののオーダーとしては一致している．流速の変動周期は場所や時期によって異なるが，10～20日程度の周期が多く認められた．

上層における平均流は，奄美大島北西海域では等深線に沿って北上，トカラ海峡では北太平洋に流出する強い東流を示す．屋久島北西方の黒潮北側では時計回りのベクトル分布が見られたが，平均流のエネルギーに対する変動のエネルギーの割合が大きいことから，この海域の流況パターンは大きく変化するものと考えられる．このことは，1986年夏期における3点の係留観測結果によっても確かめられ，黒潮が大陸斜面を離れて，舟状海盆の中心軸付近を通って当海域に侵入してきた場合には，侵入路の西側には反時計回りの渦流を生じ，大陸斜面寄りに強い北上流が出現すると屋久島西方海域で時計回りの渦流が形成される状況が明らかとなった．このような渦流の変動は20日程度の周期で繰り返しており，渦流の形成に黒潮小蛇行が密接に関連していることがうかがわれた．

また，自己相関係数が示す流速変動の持続時間は，3日から6日の間で出現頻度が高く，1週間を越えて流れが持続することは極めて稀であると推測された．したがって，渦流の詳細な構造を明らかにするためには，できるだけ短い時間内で海洋構造をとらえる必要がある．そのために，次章で述べるように，人工衛星による熱赤外画像の解析を通じて，渦流の構造をより詳細に明らかにした．また，定期連絡船による水温観測の資料を用いて，渦流形成の時間変動および黒潮の小蛇行との関係について解析した．

第 4 章　トカラ海峡における黒潮の離接岸変動と九州南西海域の流動構造

第2章で指摘した問題の内，渦流あるいは環流の形成が季節的な海洋構造の違いを反映したものか，あるいは，年間を通して見られる現象であるのか，もしそれが年間を通して存在する現象であるならば，どの程度の頻度で出現しているのか，といった問題を解決するためには，長期にわたって海況をモニターする必要がある，その点で，人工衛星によるリモートセンシングやフェリーボートによる水温の連続観測は有効な手段である．この内，人工衛星によるリモートセンシングは変動する海況を短時間で全体的にとらえることができ，渦流や蛇行の空間的な構造を把握するという点で最も適した観測手段である．しかし，近年，リモートセンシング技術が進歩し，表面水温に関しては比較的容易に情報を入手することが可能になってきたとは言え，雲が頻繁に発生する東シナ海では，連続して表面水温の情報を得ることは困難である．一方，フェリ

ーボートによる水温観測は途切れることは少ないものの，航路上の観測であるため，それで得られた情報がどのような空間スケールを持つ海洋現象を示しているものか理解することが難しい．西海区水産研究所では，1978年より，トカラ海峡を通過するフェリーボートに水温計を取り付けて測定を行っており，そのデータを用いた研究が濱川[18]やNAGATA and TAKESHITA[19]によって行われた．その結果，フェリーボートによる観測が，黒潮流軸の変動や大隅分枝流の出現・消滅のモニターに極めて有効な手段であることが証明された．しかし，それはトカラ海峡近辺での海洋現象にとどまっている．また，NAGATA and TAKESHITA[19]は，黒潮温度前線に二重構造が存在することを指摘したが，その成因については明らかにされておらず不明である．このように，それぞれで一長一短はあるが，ここでは，これらを組み合わせ，係留系による測流結果も交えて海洋構造を明らかにするとともに，航走水温観測記録に渦流や黒潮小蛇行がどのように反映しているのか検討し，上記問題の解明を行う．

4−1 資料

人工衛星熱赤外画像

本章で用いた熱赤外画像は，簡易受画装置（Automatic Picture Transmission: APT）で受信されたものである．受信年月日，衛星の種類等は表4のとおりである．

表 4. 使用した人工衛星画像と受信装置

受信年月日（時刻）	衛 星	受信装置
1984.4.23（16：00）	NOAA-7	NESDAS（海上電機株式会社製）
5. 3（15：30）	〃	〃
1985.4. 9（19：17）	NOAA-6	JCV-16M（日本無線株式会社製）
4.18（18：59）	〃	〃

航走水温データ

鹿児島〜奄美大島〜沖縄に就航するフェリーボート「エメラルドあまみ」で測定された水温データの内，佐多岬（S）から笠利崎（K）の区間（図1）のデータを使用した．データの期間は，1980年から1985年にかけての5年間である．ただし，いずれの年においても，温度勾配が大きく，温度前線が明瞭に見られる12月から5月にかけてのデータに限って使用した．

航走水温観測の測定水深は約6 m，航走中の測定時間間隔は15分である．また，フェリーボートは4日間隔で就航しており，トカラ海峡を通過する時刻は往路，復路ともに夜間となっている．なお，図中のアルファベットは船位のチェックポイントで，それぞれの位置は表5のとおりである．

表 5. 連絡船「エメラルドあまみ」の航路確認位置

記号	地名	緯 度	経 度
S	佐多岬	31°-00.8′N,	130°-35.8′E
M	屋久島	30°-24.8′N,	130°-19.0′E
N	中之島	29°-47.0′N,	130°-01.3′E
K	笠利崎	28°-34,2,N.	129°-33.0′E

以上のデータの他に，N85.U，E83.U，S82A. U，S82B. U の係留系による測流データを使用した．

4−2 人工衛星の熱赤外画像による表面水温分布とトカラ海峡航走水温観測結果

人工衛星熱赤外画像

図23a，bに1984年，図24a，bに1985年春季の熱赤外画像をもとに描いた表面水温分布図を示す．これらを一見して分かるように，表面水温の分布は複雑で，しかも短期間の内に分布パターンが大きく変わっている．その状況をそれぞれの図に従って述べると以下のとおりである．

まず，1984年4月23日の水温分布（図23a）では，黒潮水塊を示す23℃以上の高温域が南部に広がっており，大陸棚上の水塊を示す18℃以下の低温域が西部に見られる．これらの水塊の境界には，長く延びた19℃台の水域を挟んで，21℃の等温線と18℃の等温線付近に二つの温度前線が形成されている．黒潮は，21℃の等温線で示される前線に沿って流れていると考えられるが，21℃等温線の形状は30° N，128° 30′ E付近で北側に大きく湾入している．このような形状は，まさ

に孤立暖水塊と時計回りの渦の形成を示すものである．そして，その渦の東側では，九州沿岸の水塊が巻き込まれる状況が認められる．

その10日後，1984年5月3日になると，温度分布は大きく異なってくる．すなわち，渦状のパターンは消滅し，22℃付近で形成された温度前線が大きく蛇行している．その蛇行を22℃の等温線で見ると，129° E付近で31° 30′ N に達しているが，トカラ海峡付近では29° 30′ N まで南下して，九州沿岸系水が南に張出している状況がうかがえる（図23 b）．

次に1985年の状況を見ると，4月9日においては，暖水塊と冷水塊がより一層複雑に分布し，31° 15′ N, 128° 45′ E には時計回りの，また屋久島近傍の30° 30′ N, 130° 00′ E には反時計回りの渦流の存在を示している．それらの渦の間隙には，九州沿岸からの低温水（19℃台）が貫入している（図24 a）．

ところが，4月18日になると，渦流を示す温度分布は消滅し，20℃等温線付近の前線が際立っている．その前線は，渦間に貫入した低温部の形状を残しており，その先端部がトカラ海峡の中之島(N) と屋久島(M) の線上に達している（図24 b）．

このように，両年ともに類似した渦流の存在と消滅の過程および九州沿岸水の貫入が認められた．特に，時計回りの渦流の存在を示す暖水塊の分布は1981年3月23日の衛星写真[31] にも認められ，夏季のみにとどまらず春季においても頻繁に出現する現象であること

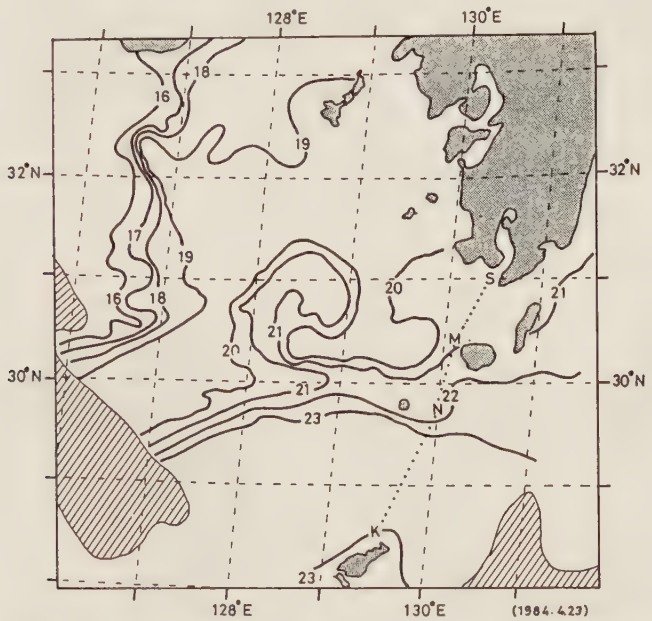


図23 a. 熱赤外画像（NOAA-7）から描いた1984年4月23日（16：00）の水温分布図中の数字は水温（℃）を，斜線部は雲を示している．

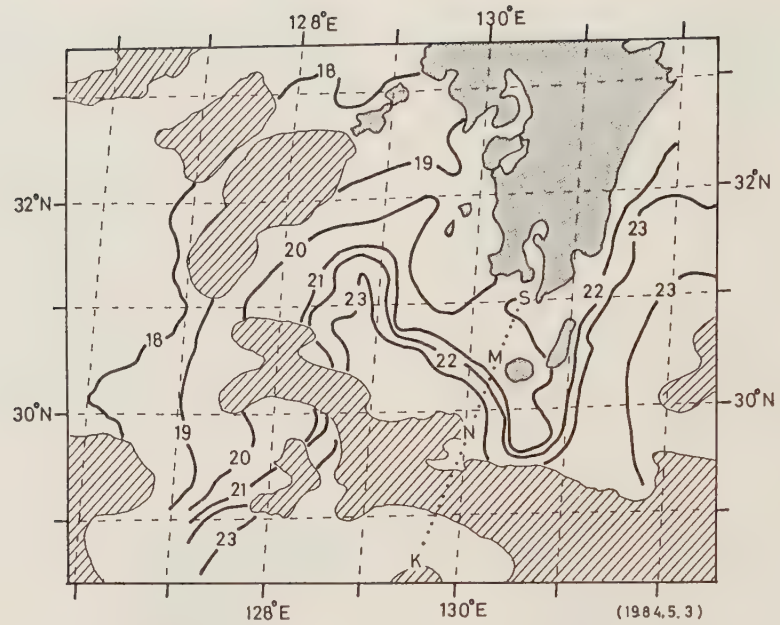


図23 b 熱赤外画像（NOAA-7）から描いた1984年5月3日（15：30）の水温分布
（図23 aに準じる）

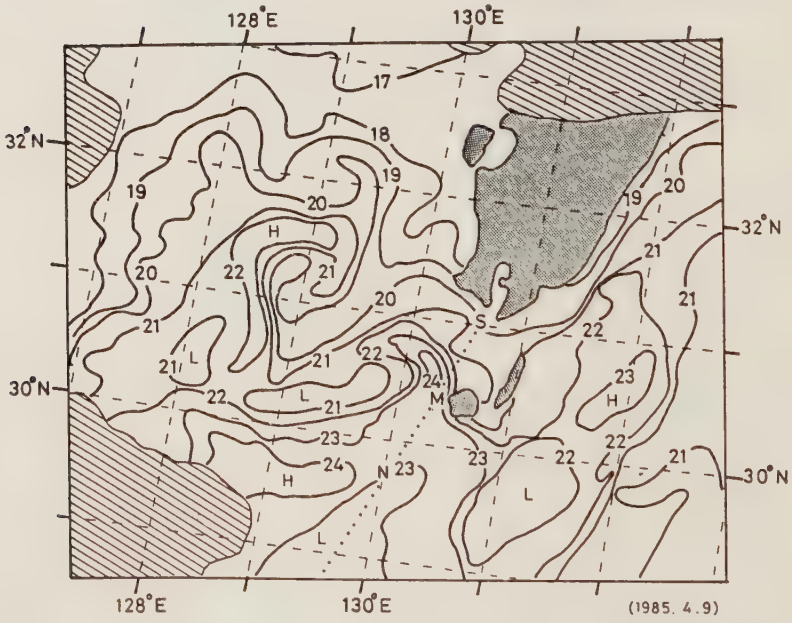


図24 a. 熱赤外画像（NOAA-6）から描いた1985年4月9日（19：17）の水温分布
（図23 aに準じる）

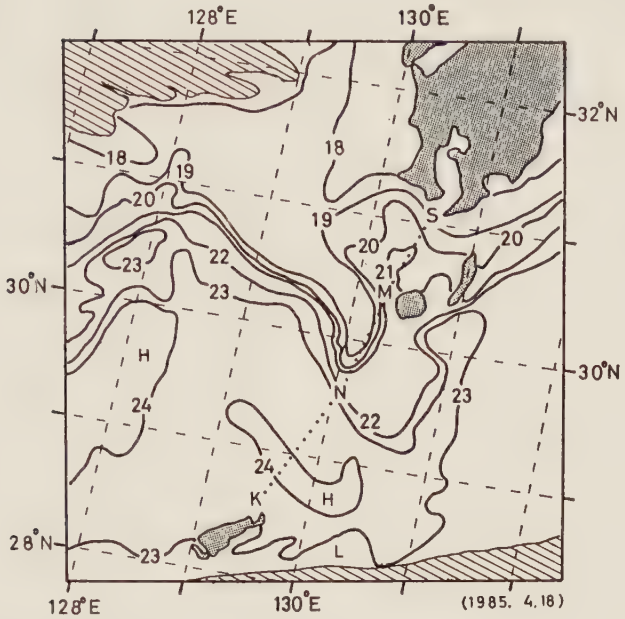


図24 b. 熱赤外画像（NOAA-6）から描いた1985年4月18日（18：59）の水温分布（図23 aに準じる）

が分かる.

トカラ海峡航走水温観測結果

図25 aと図25 bに，前述の衛星写真が得られた時期の前後のトカラ海峡における水温分布の変化を示す．これらの図に基づき，水温変化の経過をたどると以下のとおりである.

1984年（図25 a）においては，4月13日頃には佐多岬(S) 付近に温度前線が見られ，それより南側はほぼ均一な水温分布となっている．4月15日に至ると，全体的に水温分布が均一になり，温度前線は見られなくなる．ところが，19・21日には屋久島(M) 近傍に比較的温度勾配の小さな前線が見られるようになり，23日には前線が急激に南に移動して中之島 (N) 付近に出現している．その前線は発達しながら北に移動し，5月3日には中之島(N) と屋久島(M) の中間に，11日には佐多岬(S) の近傍に達している．その後再び水温分布は均一となり，前線が認められなくなる.

前線が中之島(N) 付近に急に出現した4月23日は，渦流によって引き込まれた九州沿岸の水塊が航路近くに出現した状況にあることが図23 aより分かる．また，その後の水温分布の変化は，図23 bに示すような前線の蛇行が東に移ってゆく状況を示していると考えられる.

1985年においても同様な状況がうかがわれる（図25 b）．すなわち，3月25日頃は比較的均一な温度分布をしているが，29日に突然，屋久島 (M) と中之島 (N) の間で水温が低下している．そして，南から北に向かって水温が下降する前線は佐多岬(S) 寄りと中之島(N) 寄りの二箇所に見られる．その内，佐多岬(S) 寄りの前線は間もなく見られなくなり，屋久島(M)—中之島(N) 間の前線のみが際立っている．さらに時間が経過して，衛星写真で渦が見られた頃の4月8日あるいは10日にはなだらかな温度分布を示して，前線が不鮮明になっている．その後もこれまでと同様な変動を繰り返し，4月14日に再び中之島(N) 付近で水温の低下，前線が発達している．特に，4月18日の図24 a

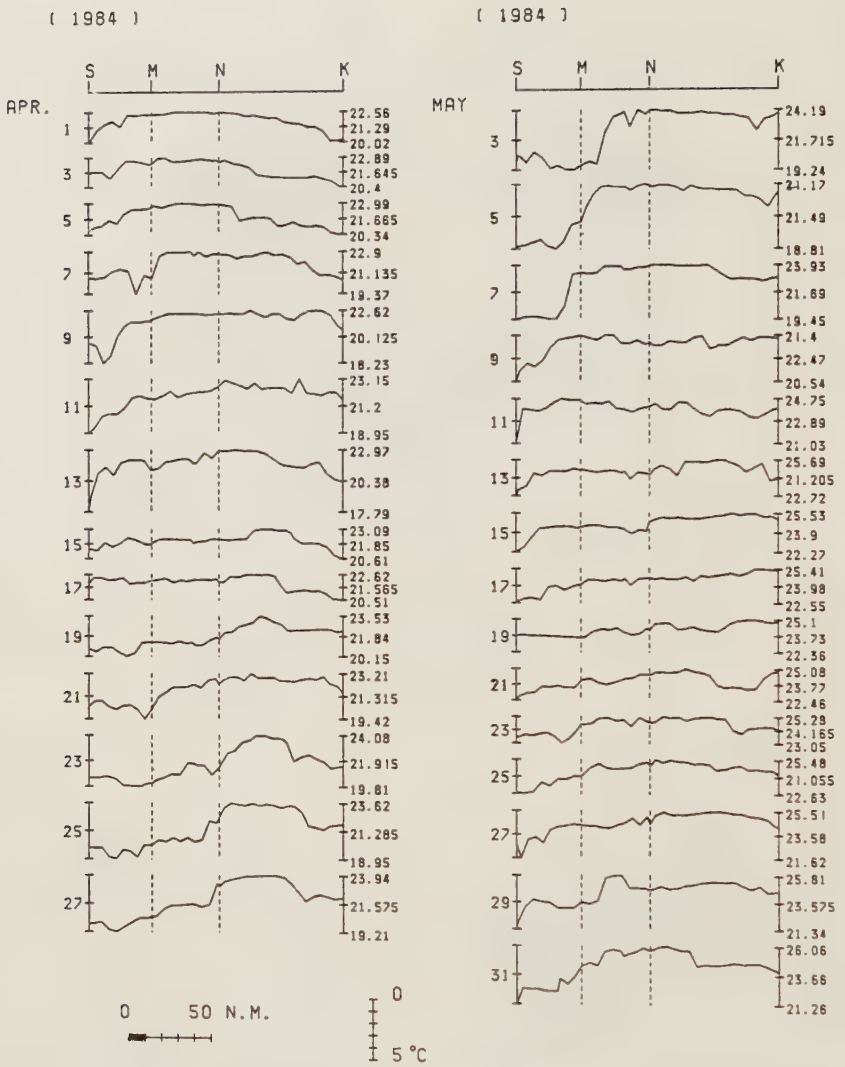


図25 a. トカラ海峡における1984年4・5月の航走水温観測記録
各折れ線グラフの左側に月・日，右側に海峡における最高水温，中間水温，最低水温を示している．また，上部のアルファベットは航路位置のチェックポイントで，Sは佐多岬，Mは屋久島，Nは中之島，Kは奄美大島の笠利崎を示している．

で示した沿岸水の貫入部の先端がフェリーボートの航路を横切った状況は，航走水温記録にも明瞭に表れ，屋久島(M) ―中之島(N) 間に最低水温が出現している．その水温は，中之島(N) の水温に比べて約4℃，屋久島(M) に比べて約2℃低い（図25 b）．

このように，前線が佐多岬付近から徐々に南下するといった形を取らず，急に南側に新しい前線が出現する現象がいずれの年にも見られ，さらに他の期間にも多く見られた．NAGATA and TAKESHITA [19] は，このような現象を黒潮前線の二重構造ととらえ，前線の

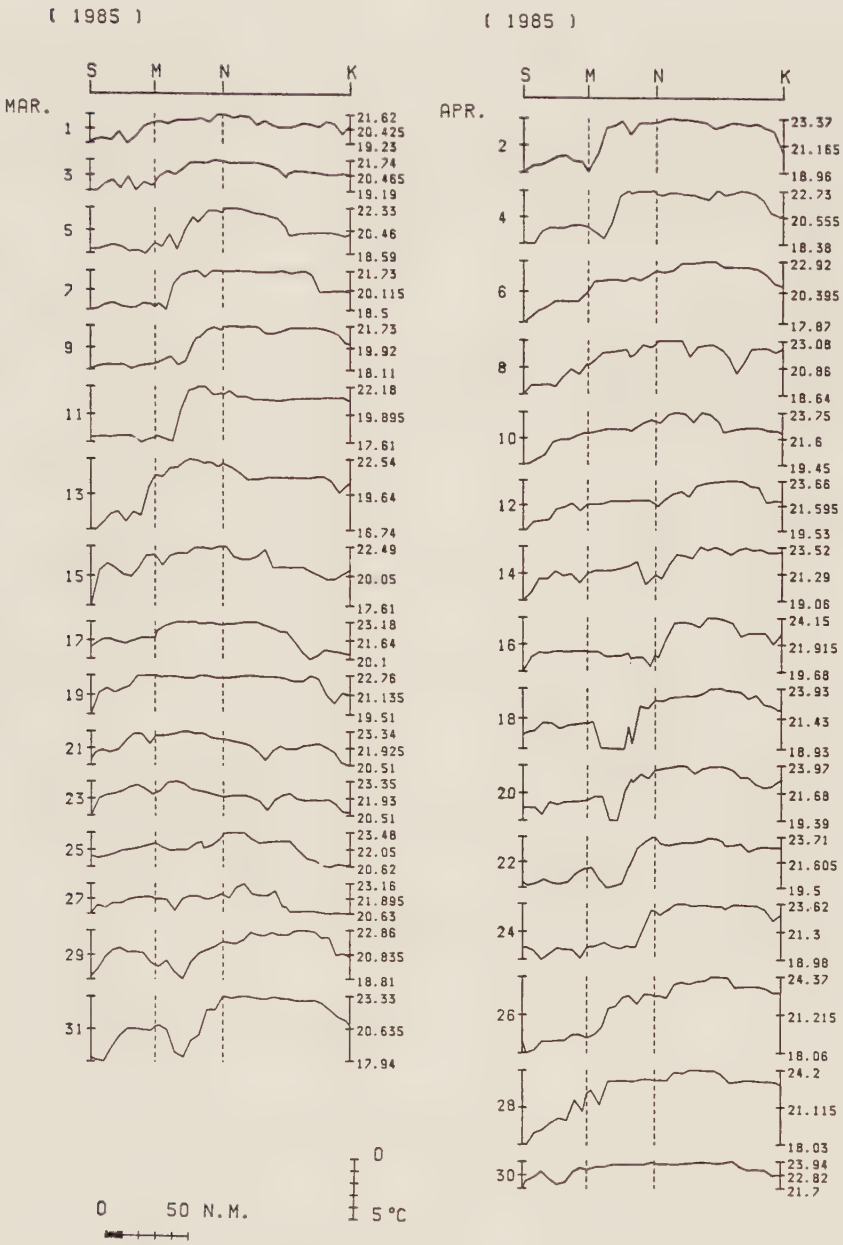


図25 b. トカラ海峡における1985年３・４月の航走水温観測記録
（図25 aに準じる）

移動というよりも交代と解釈しうるとしている．しかし，人工衛星がとらえた水温分布との照合結果は，二重構造の出現が渦流によって引き込まれた沿岸水とそれによって生じた黒潮前線の蛇行あるいは褶曲状の分布とその移動を示している．したがって，トカラ海峡における黒潮前線の二重構造を追跡することによって，渦流の形成と沿岸水の貫入をある程度類推することが可能であると考えられる．

ちなみに，図24ａと図24ｂで沿岸水の貫入を示す20℃等温線の先端のずれを求めると約70マイルである．この値は，速度に換算するとほぼ0.2m/sとなり，係留系による測流データから求めた黒潮蛇行の位相速度（0.2m/s）とよく一致している．これは渦流の形成と黒潮の蛇行が密接な関係にあることを示す一つの証拠と言えよう．

4−3 二重構造の出現頻度

前項で，トカラ海峡における黒潮前線の二重構造が，当海域の海況変動を類推する上で大きな手掛かりになることを示した．しかし，二重構造は水温分布を視覚的にとらえたもので，そのよりどころとなる水温勾配は場合によって異なる．また，細かく見れば，二重構造のような水温の高低分布がいくつも見られる．したがって，なにをもって二重構造とするのか，客観的に定義することが難しい．

そこで，二重構造の出現頻度を求めるに当たって，図26のように，トカラ海峡内における最高水温と最低水温を平均した中間の水温が，最高水温位置の北側すなわち佐多岬(S) 寄りで複数回出現した場合を二重構造の出現とした．なお，黒潮流軸位置の求め方は濱川[18]に準じて，図26の▽で示す最も南の中間水温値位置をもって黒潮流軸の指標とした．

図27は，以上の考えに基づいて描いた黒潮流軸の変動と中間水温の出現状況である．これを見ると分かるように，黒潮流軸は不連続で極めて複雑な変化をしている．ちなみに，流軸の平均位置は佐多岬(S) から40.5マイル，変動の標準偏差は21.3マイルであった．また，図27からは二重構造が頻繁に出現することも分かる．この二重構造が航走水温観測記録に表れた割合を示したものが表6である．

二重構造が捕捉された割合は，12月から翌年の5月までをとおして見ると，年による差は小さく，21%から27%の間で変化しており，5年間の平均では24%となっている．しかし，月別に見ると，1981年12月や1984年2月のように45%を超える高率の場合もあれば，1982年3月や1985年1月のように0%という値も認められる．二重構造は一旦出現すると暫くの間持続して見られる傾向がある（図25ａ，図25ｂ）．したがって，二重構造の形成頻度は表6に示した数字より小さな値となるであろう．例えば，全期間を通して得られた24%という確率は，二重構造が一月の内，7日間見られるということになる．もし，二重構造が7日間持続して見られたとすると1回，4日程度持続したとすると2回二重構造が形成されたことになる．このように，二重構造の持続状況によってその形成頻度が異なるが，出現頻度が高い時には形成頻度が高く，出現頻度が低い時には形成頻度も低いと言えそうである．少なくとも，二重構造を引き起こす時計回りの渦流は冬季においても形成されると言えよう．

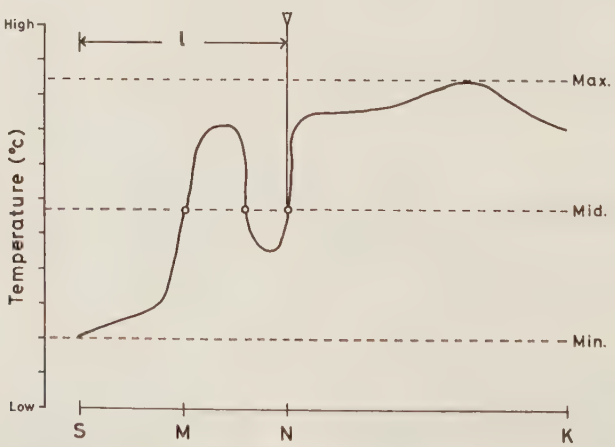


図26. 黒潮流軸位置と水温の二重構造の定義
▽印の位置を黒潮の流軸位置とする．また，流軸の北側（▽印の左側）の出現する中間水温（○）が複数個見られる場合をもってフロントの二重構造とする．

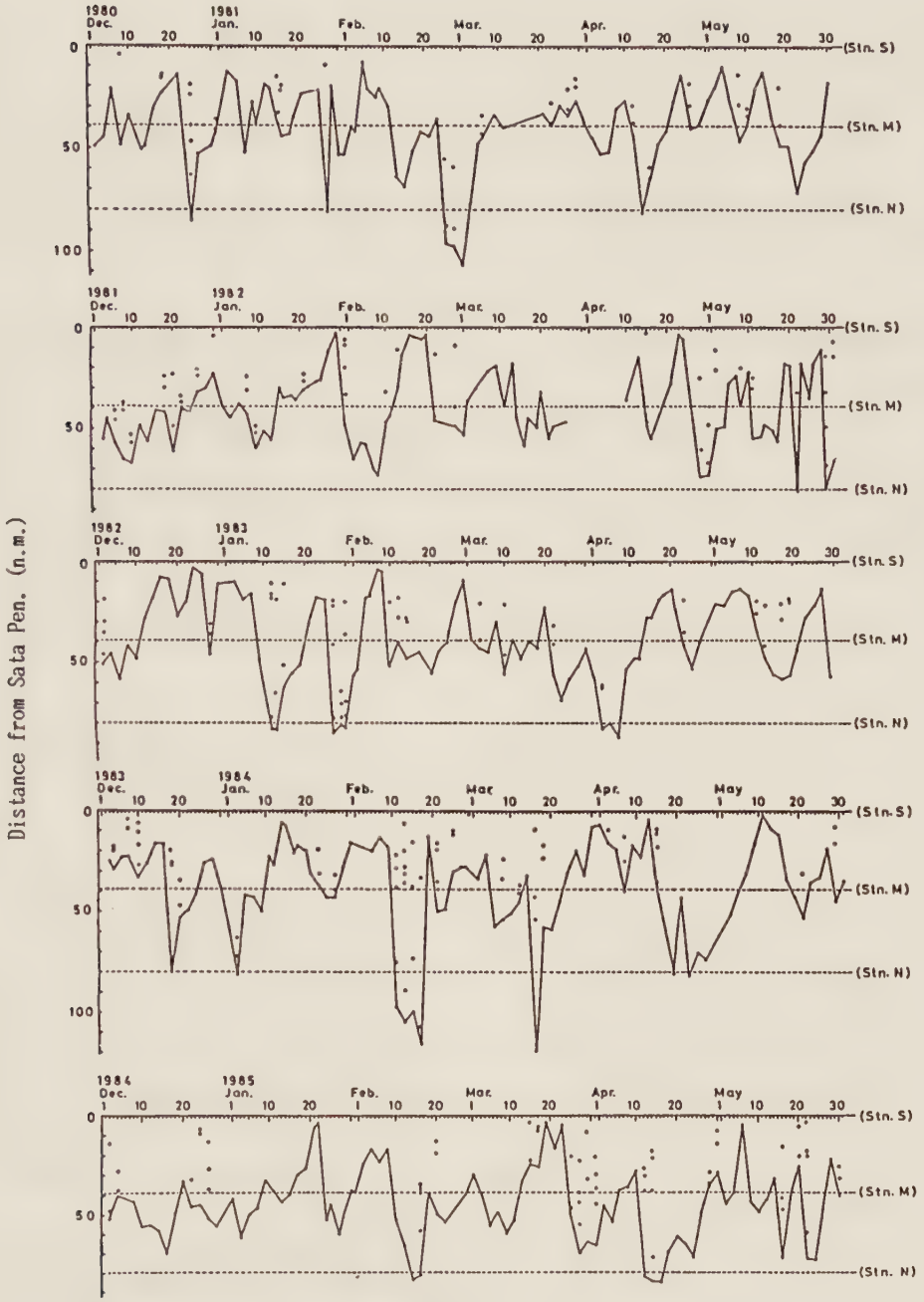


図27．黒潮の流軸変動と前線の二重構造出現状況
図中の折れ線グラフと点は，それぞれ図26の定義による黒潮流軸位置と中間水温位置である．この内，中間水温位置（・）が前線二重構造の出現を表している．なお，それぞれの位置は佐多岬からの距離（マイル）で示している．また，図中右のアルファベットは，それぞれ佐多岬（Stn. S），屋久島（Stn. M），中之島（Stn. N）の位置である．

表 6. 水温フロントの二重構造出現頻度〔二重構造出現回数／航海数（出現率：%)〕

	DEC.	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	TOTAL
1980(DEC.)-1981(MAY)	4/15(22%)	3/17(18%)	2/15(13%)	4/12(33%)	3/15(20%)	3/15(20%)	19/89 (21%)
1981 -1982	7/15(47)	4/18(22)	4/15(27)	0/15(0)	3/10(30)	6/20(30)	24/93 (26)
1982 -1983	2/15(13)	6/15(40)	3/15(20)	3/15(20)	2/17(12)	4/15(27)	20/92 (22)
1983 -1984	5/15(33)	3/18(17)	6/13(46)	5/15(33)	3/13(23)	2/15(13)	24/89 (27)
1984 -1985	5/13(38)	0/18(0)	2/12(17)	6/16(38)	4/15(27)	5/15(33)	22/89 (25)
TOTAL	23/73(32)	16/86(19)	17/70(24)	18/73(25)	15/70(21)	20/80(25)	109/452(24)

4−4 黒潮離接岸変動の周期と持続性

図28は，佐多岬(S) からの距離（マイル）を用いて求めた黒潮流軸変動の自己相関係数である．既にNAGATA and TAKESHITA[19] が指摘したように，図28が示す周期特性は年によって異なっている．例えば，1980—1981年では，13日程度の周期が見られるが，他の年には認められない．また，20日前後の周期が1981—1982年，1982—1983年，1984—1985年の各年に認められるが，1980—1981年，1983—1984年では認められない．図27の流軸変動を見ると，いずれの年にも10日あるいはそれ以下の短周期変動が存在するように思えるが，コレログラムにその徴候は出ていない．これは，急激な流軸の南下の出現が作用していると思われる．すなわち，1983—1984のように急激な流軸南下が頻繁に出現すると，大きな変動の中に小さな変動は隠されて，コレログラムには大きな変動を示す長周期のみ現れる．したがって，このような性格を有する流軸変動の周期と，データ長や測定間隔も異なる観測で得られ，変動幅が比較的小さくて連続的な変動をする流れの周期特性とを一概に比較できないであろう．しかし，20日程度の周期が測流結果にも見られる等，両者に何らかの関係があることが示唆される．

さて，以上のように周期特性は年により異なるが，相関係数が最初に0を示すまでの時間はどの年にも共通して6日程度となっている．このことから，黒潮流軸位置の持続時間は6日以下であることが分かる．この結果は，流速変動から求めた流れの持続時間3～6日と一致している．このように，黒潮流軸変動は温度場から見ても，流速変動場から見ても持続性が一致しており，6日という値はかなり信頼性が高いものと思われる．二重構造がトカラ海峡で見られる持続時間も6日を越えることはないであろう．

そこで，二重構造の持続時間を5日と仮定すると，前項で述べた二重構造の平均出現率24%（表6）は1カ月に1～2回の形成率を示すことになる．また，最も出現率の高かった1981年12月の47%という値は，二重構造が2～3回形成されたことになる．したがって，表6は二重構造とそれを引き起こす時計回りの渦流の形成が1カ月に0～3回の頻度で生じることを示している．このように二重構造および時計回りの渦流の形成頻度には若干の振れがあるものの，5年間の月別平均で見る限りどの月にもそれらが形成されている．

4−5 係留系がとらえた流れの変動とトカラ海峡における黒潮流軸位置の関係

前項で述べたように，トカラ海峡における黒潮流軸の変動に，係留系でとらえられた流れの変動と共通した周期性ならびに持続性の特徴が認められた．ここでは，黒潮流軸変動と流れの変動の相互関係についてもう少し詳細に検討してみる．

図29はトカラ海峡における中間水温で示される黒潮流軸位置とそれぞれの係留系観測点で得られた流速との相互相関コレログラムである．黒潮流軸位置についてはこれまでと同様に佐多岬(S) からの距離（マイル）を用い，流速についてはベクトル平均流向とそれに直角方向の二成分流速の25時間平均値を用いて計算した．

さて，図29の下段は，甑島の南南西約23マイルに位置するN85. U の流れと黒潮流軸位置の相互相関コレログラムである．これを見ると，平均流向成分とその直交成分はともによく似たコレログラムを示している．相関係数のピークは，平均流向成分の場合には−3日，直交成分では時間差0の位置に表れている．

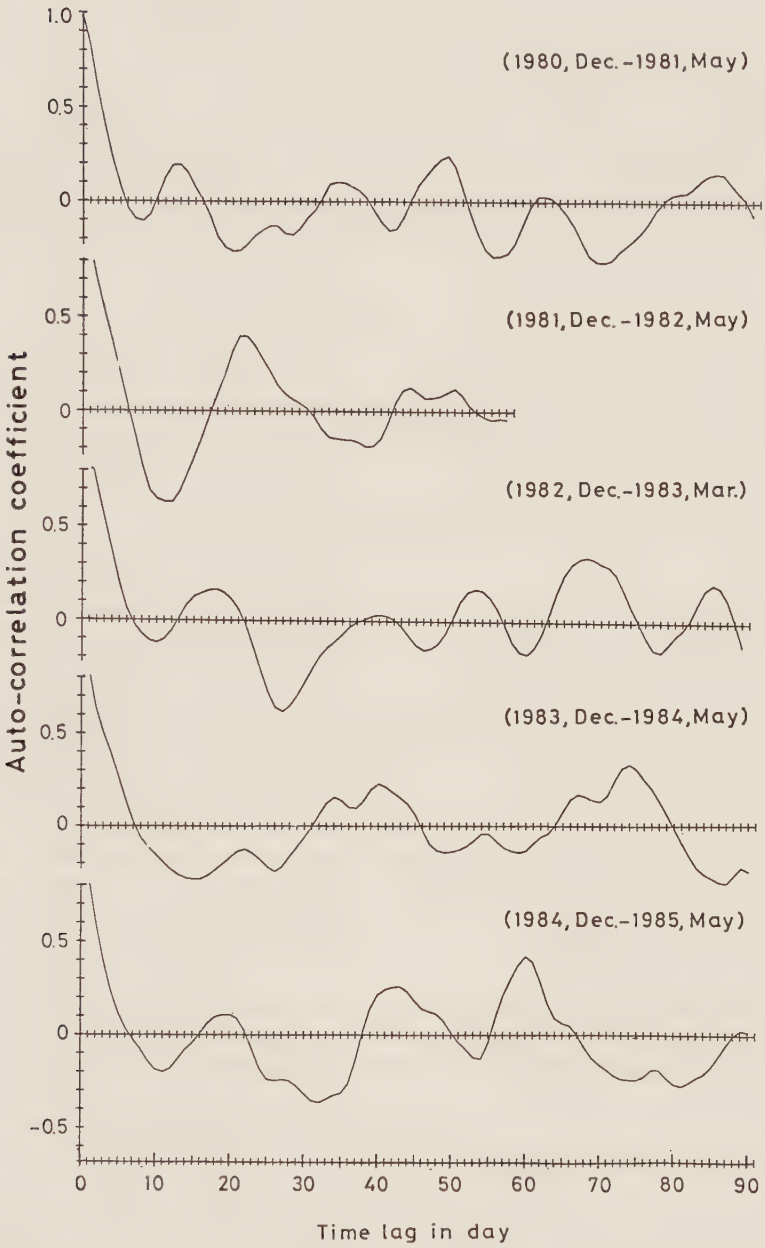


図28. 黒潮流軸位置の自己相関コレログラム
各コレログラムの右上( )内に計算の期間を示す．また，左側の数値は佐多岬（S）から黒潮流軸位置までの距離（マイル）を用いた自己相関係数である．

この係留点における平均流向は19°であるので，相関解析の結果は，トカラ海峡で黒潮流軸が南下すると，やや遅れて北北東ないし北東に向かう流れが強まることを物語っている．その状況は，1985年2月13日から

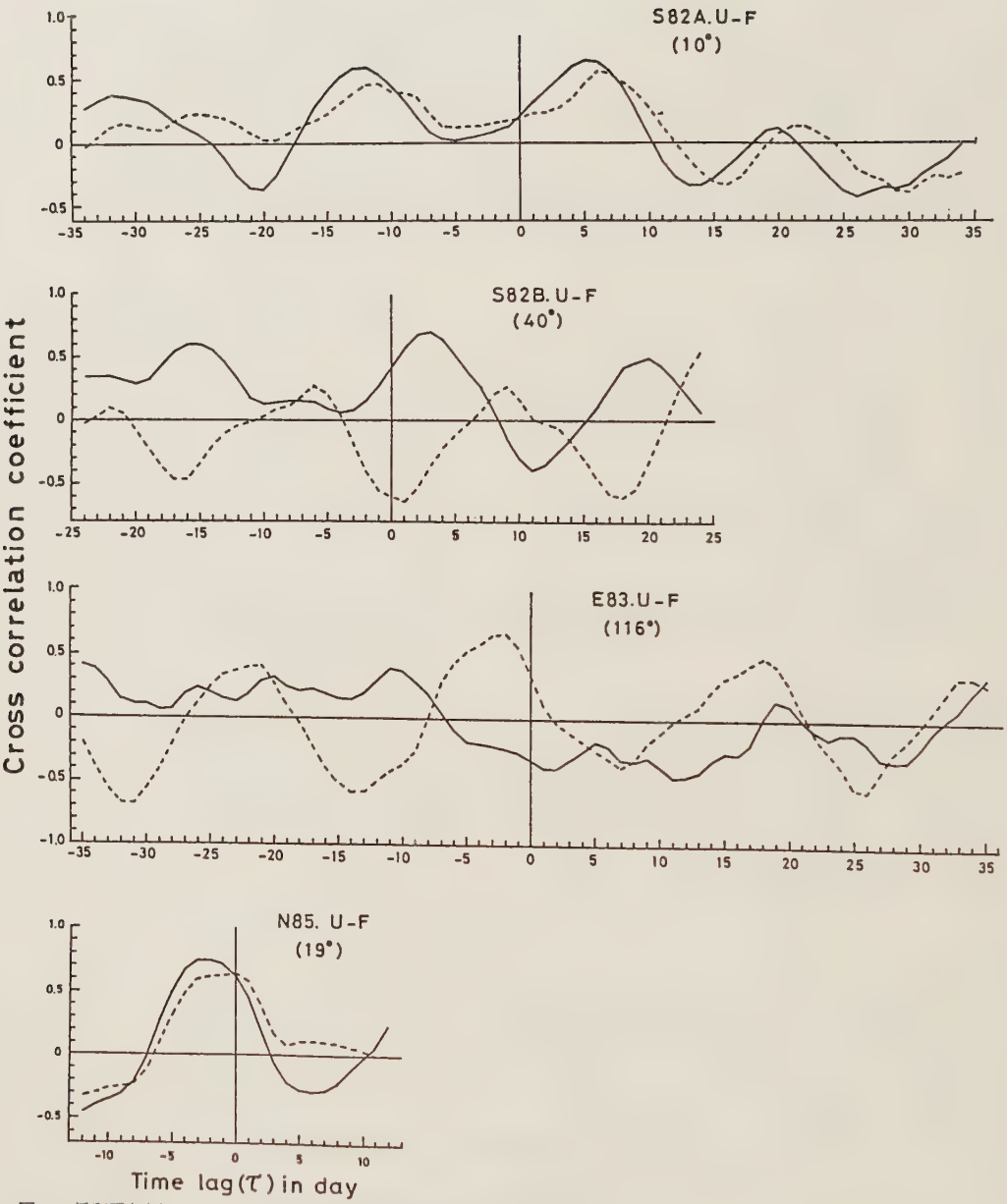


図29. 係留系観測による流速と黒潮流軸位置の相互相関コレログラム
各コレログラム右上に基準とする係留観測点とベクトル平均流向を示す.
黒潮流軸位置は佐多岬(S)から黒潮流○位置までの距離(マイル)を用い,平均流向成分の流速(実線)と直交成分(平均流向+90°)の流速(破線)それぞれで相関係数を求めている.

21日にかけての係留点における流れと黒潮流軸位置に端的に表れている.既に述べたように,当時,この係留点で顕著な北東流が持続した(図16c,図17b).その頃の黒潮流軸は,2月9日頃に急激に南下して,

中之島(N) の南にまで達した後，18日頃屋久島付近まで後退している（図27）．このように，N85. U の流れはトカラ海峡における黒潮流軸の変動と密接に関連している．この係留点は，既に述べた九州沿岸の貫入が生じる海域に当たる．したがって，N85. U の九州南西部に向かう強い北東流は，沿岸水貫入部がトカラ海峡に移動して黒潮流軸が南下した状況下で生じる補流と解釈できよう．

次に，E83. U における流れと黒潮流軸位置の関係について述べる．この係留点は中之島(N) 近傍に位置するため，流軸変動と流れの変動に大きな時間的ずれはないであろう．そこで，コレログラム上で時間差0付近に焦点を当てると，平均流向成分では負の相関，直交成分流速は正の相関となっている．しかも，直交成分の場合は，－2日の時間差付近に強い相関が認められるが，平均流向成分では＋1日付近で負の相関が比較的強くなっている．このような相関関係から，黒潮流軸が南下するとやや後れて南流成分（206°方向）が強化し，東流成分（116°方向）が強くなると流軸が北上することが分かる．具体的には，図27で二重構造を伴い，極端な流軸南下が見られた1984年2月11日頃の流れ（図16 a，図17 a）に顕著な南下流となって明瞭に表れている．特に，図16 a では水温の低下を伴っており，低温の沿岸水がこの係留点まで張り出してきたことが分かる．

最後に，奄美大島北西海域の S82A. U ならびに S82B. U それぞれにおける流れと黒潮流軸の関係について述べる．まず，S82A. U における流れと流軸位置の関係（S82A. U-F）を見ると，平均流向成分と直交成分それぞれの流速と流軸のコレログラムはよく似た波形を描いており，時差が5～6日の付近に強い相関が表れている．一方，S82B. U での流れと流軸の関係（S82B. U-F）では，平均流向の成分と直交成分それぞれのコレログラムは，相関係数0の線を中心にほぼ対称な形をし，時差が1～2日の付近で相関係数の絶対値が大きい．このような，両成分間の相違の要因は，図17 a の累積ベクトル図を見ると明らかである．すなわち，直交成分の流速が増大する時，平均流向の流速成分が弱まって，両成分の流速が逆相関の関係にあることが分かる．したがって，二つのコレログラムは全く同じ現象をとらえていることになり，S82B. U での変動が1～2日の遅れでトカラ海峡に伝播することを示している．

ところで，上の結果は，係留点からトカラ海峡までの距離の短い S82A. U の方が，距離の長い S82B. U よりも変動の伝播に時間を要したことになる．この現象は，波長が S82B. U からトカラ海峡までの距離より短い黒潮の小蛇行の存在を裏付けるものであろう．なぜならば，波長が S82B. U からトカラ海峡までの距離より短い場合には，その間に S82B. U と同位相の地点が幾つか存在することになる．その内，最もトカラ海峡に近い地点からトカラ海峡までの距離が見掛け上の変動伝播距離になる．この見掛け上の伝播距離が S82A. U の場合より S82B. U の場合が短く，そのために先の現象がもたらされたと考えるべきであろう．これを，S82B. U からトカラ海峡までの間に1周期分以上の変動が存在するとして，模式的に表すと，変動の空間スケールとそれぞれの位置関係は図30のようになる．

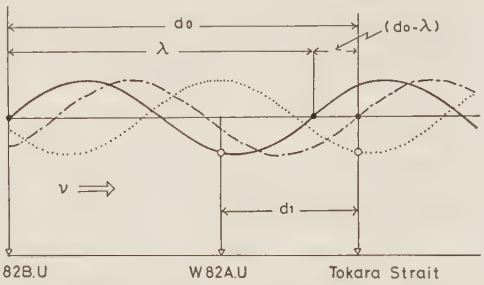


図30. 黒潮変動伝播の想定図
一点鎖線は実線で示す黒潮蛇行が進行して W82B. U とトカラ海峡で同位相になった場合を（黒丸），点線は W82A. U とトカラ海峡で同位相になった場合（白丸）を表している．λ は黒潮蛇行の波長，d_0，d_1 はそれぞれ W82B. U と W82A. U からトカラ海峡までの距離，ν は蛇行の位相速度である．

ここで，S82B. U からトカラ海峡までの距離を d_0，S82A. U からトカラ海峡までの距離を d_1 とし，波長を λ，位相速度を ν とすると，トカラ海峡での変動が S82B. U と同位相になるまでの時間 T_1 は，

$$T_1=(d_0-\lambda)/\nu \qquad (10)$$

一方，S82A. U とトカラ海峡の変動が同位相となるまでの時間 T_2 は，

$$T_2=d_1/\nu \qquad (11)$$

である．したがって，波長（λ）は，

$$\lambda=d_0-(T_1/T_2)d_1 \qquad (12)$$

となる．d_0, d_1 を各係留点からトカラ海峡中央部までの距離で表すと，d_0 は 290km，d_1 は120kmである．この値と時間のずれ 2 日と 6 日を上の式に代入すると，λ は250km，位相速度は約0.2m/sとなる．これらの値は，係留系による測流データのみから推定した結果および衛星写真からの推定値，さらには他の研究結果とも一致している（表7）．

さて，これまでは各コレログラムが示す変動の時差を中心に議論を進めてきたが，視点を変えると図29には次のような特徴も認められる．それは，測定時間の短かった N85. U を除く他の三点と黒潮流軸の相互相関コレログラムが規則的な波形を描いていることである．具体的には，波の周期が，S82A. U-F，S82B. U-F の場合は平均流向の成分と直交成分ともに18日，E83. U-F の場合は直交成分のコレログラムが20日である．したがって，図29のコレログラムは20日程度の周期変動をとらえていたことになる．つまり，流速変動や黒潮流軸変動それぞれには他にもいくつかの周期が認められたが，両者間で20日程度の時間スケールの変動の相関が最も高いことを示唆している．

4−6 まとめ

人工衛星によるリモートセンシング，トカラ海峡を横断する定期連絡船による航走水温記録の解析結果から，九州南西海域に時計回りの中規模渦を伴う黒潮小蛇行が存在し，沿岸水の分布・移動に大きな影響を及ぼしていることが明らかとなった．すなわち，人工衛星熱赤外画像でとらえられた時計回りの比較的大きな渦流は，甑島付近で九州沿岸水を引き込む．この渦流は時間が経過すると消滅するが，渦流の北縁には九州沿岸水の貫入部の形を残した蛇行あるいは褶曲状を呈する明瞭な黒潮前線が形成される．この沿岸水の貫入部は時間とともに東に移動しトカラ海峡に達する．それが航走水温記録に前線の二重構造として表れることから，逆にトカラ海峡の前線二重構造を追跡することによってこうした渦流形成とそれに伴う沿岸水貫入の状況を推定することが可能である．

また，トカラ海峡での中間水温を指標とした黒潮流軸の変動と係留系で得られた流速変動の相互相関解析の結果から，両者の間に相関があることが明らかとなり，変動の位相差から黒潮小蛇行の空間スケールは250km，位相速度は0.2m/sと見積もられ，係留系観測からの推定と合致した．一方，前線の二重構造の出現状況から，渦流および沿岸水の貫入は平均的にみて月に1～2回形成されると推定された．このことは，渦流の形成が20日程度の周期で繰り返していることを示唆しており，係留系観測からの推定とも符合している．

表 7. 東シナ海における黒潮小蛇行の時空間スケール

推定方法	周期(日)	波長(km)	位相速度(m/s)	研 究 者
係留計	13	225	0.2	(本論文)
人工衛星			0.2	(本論文)
係留計とフェリーボート	18	250	0.2	(本論文)
人工衛星	20	300	0.2	柴田 (1983)[16]
係留計と人工衛星	11～14	300～350	0.3	Sugimoto et al. (1988)[22]

第 5 章　マイワシ卵の分布と海洋構造

これまで述べてきた，九州南西海域における中規模渦や黒潮小蛇行は，浮遊性の卵・稚仔をはじめとしてこの海域における生物の行動や分布に影響を及ぼすと考えられる．ここではマイワシを対象とし，特に流れに対して受動的と思われる卵の分布に焦点を絞り，黒潮小蛇行やそれに伴う渦流の影響について考察する．

5−1　資料

図31に鹿児島県が漁海況予報事業で実施している海洋観測定線を示す．この内，Stn. 1 から Stn. 5 までが200海里水域内 漁業資源調査の一環として実施している卵・稚仔魚群分布精密調査の観測点である．漁海況予報事業による海洋観測は，原則として1月，3月，8月，11月に行われ，卵・稚仔魚群分布精密調査は1月，3月，4月，5月，8月，11月の各月に行われている．卵・稚仔の採集には，㊸B型ネット（口径：45 cm，網目：NGG54 相当）を用い，0〜150mの鉛直曳きを基本としている．しかし，ワイヤーの傾きによって採集層は観測毎に異なる．

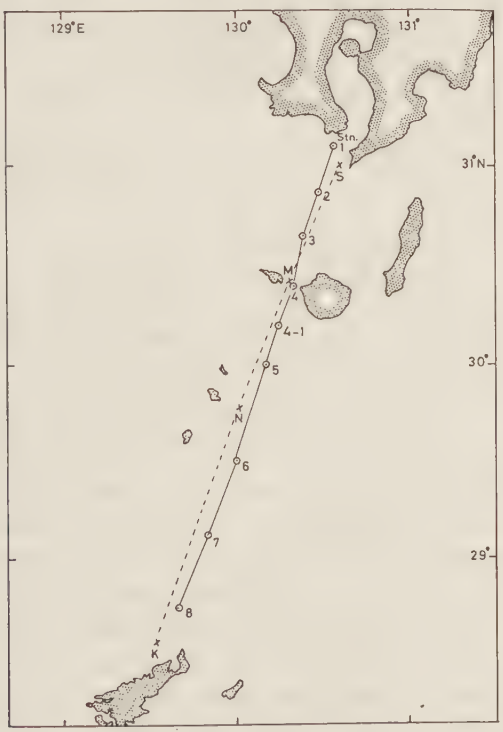


図31. トカラ海峡における漁海況予報事業の観測点
図中，実線で結んだ○が漁海況予報事業の観測点，この内 Stn.1〜Stn.5 が200海里水域内漁業資源調査の中で実施している卵・稚仔魚群分布精密調査の観測点である．なお，点線は定期連絡船による水温航走観測線で，アルファベットは船位のチェクポイントである．

マイワシの産卵期は冬季から春季にかけての期間とされているが，上記の観測で1981年から1985年の間にマイワシ卵が採集されたのは，3月に集中しており，1月には卵が採集されなかった．また，4月には卵の出現は稀で，1983年に各点で採集された以外は1984年に部分的に出現したのみである．なお，1981年の場合は3月の調査が欠測となっており，マイワシ卵は採集されなかった．そのために，本章では，1982年〜1985年の3月における卵・稚仔調査結果とそれと並行して実施された漁海況予報事業による水温・塩分の断面観測結果および連絡船による水温の航走測定結果を用いた．

5−2　トカラ海峡におけるマイワシ卵の分布

図32 a〜dに各年の3月におけるマイワシの卵の分布と海洋構造を示す．

まず，1982年3月の例（図32 a）を見ると，水温と Δs_T* の断面分布にはともに Stn. 3 と Stn. 4 の間に黒潮の前線が明瞭に認められる．また，Stn. 1 と Stn. 2 の間にも前線が見られる．上段の水温航走測定結果はこのような海洋構造をよく反映している．すなわち，Stn. S から Stn. M にかけて水温が上昇するが，途中 Stn. 3 付近で水温の低下が見られ，顕著ではないが水温前線の二重構造を示している．これまで黒潮流軸の指標としてきた中間水温の出現位置は Stn. 3 と Stn. 4 の間にあり，その付近で水平温度勾配が大きい．

一方，卵の分布密度は，Stn. 4 で3.47粒／㎡と最も大きく，その北側（図中左側）には卵が分布するが南側（右側）には卵の分布が認められない．

---

* サーモステリックアノマリー，標準比容偏差ともいう．1気圧，塩分S，水温 t ℃における比容（密度の逆数）と塩分35，水温 0 ℃における比容の値との差．

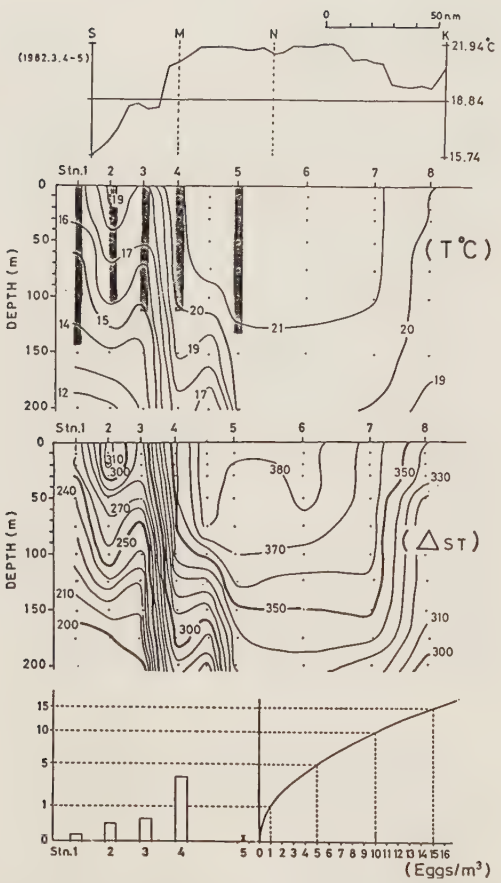


図32 a. 1982年3月4～6日のトカラ海峡における海洋構造とマイワシ卵の分布
上から，航走水温記録，水温の断面分布とえい網水深（影部），Δ_{ST} の断面分布，マイワシ卵密度を示している．

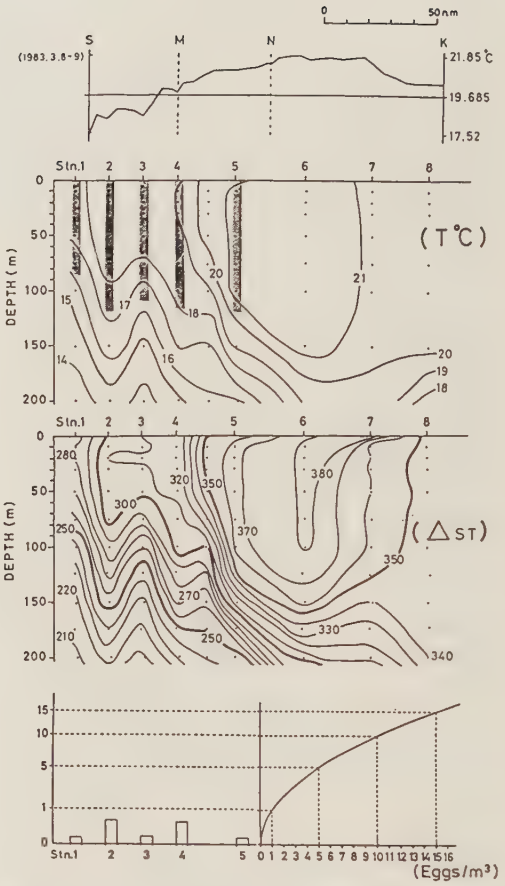


図32 b. 1983年3月7～8日のトカラ海峡における海洋構造とマイワシ卵の分布
（図32 aに準じる．）
なお，航走水温記録（上段）は3月8～9日に観測されたものである．

1983年3月の場合（図32 b）は，前述の例とは海洋構造が若干異なり，表層での水平温度勾配は小さく，黒潮の水温前線も顕著ではない．しかし，Δ_{ST} で見る断面構造では，Stn. 5 の水深150m付近に顕著な躍層が認められ，躍層を形作る等値線の一部がゆるやかなカーブを描いて Stn. 4 の南の表面に達し，前線を形成している．

この時の卵密度は総じて小さく，密度の最高値は Stn. 4 における0.42粒／㎥である．また，0.05粒／㎥と低密度であるが，Stn. 5 においても卵の分布が認められ，分布範囲が広がっている．

1984年3月の場合（図32 c）は卵が高密度に分布した時の例である．水温構造は，航走測定結果の Stn. 1 と Stn. 2，Stn. 3 と Stn. 4，Stn. 4 と Stn. 5 のそれぞれの間に沖合から沿岸にむけて水温が急降して，いわゆる水温前線の二重構造が認められる．また，水温の断面分布図では，Stn. 2 と Stn. 3 の間に19℃以上の高温域が分離して認められる他，18℃の等温線を見ると分かるように，沖合の下層から沿岸の表層にむけて階段状に延びている等の特徴が見られ，沖合の高温水の影響が Stn. 1 付近の沿岸まで及んでいることを示している．

Δ_{ST} の分布を見ると，海洋構造の特徴がさらに明瞭である．すなわち，Stn. 6 の水深200mから Stn. 5

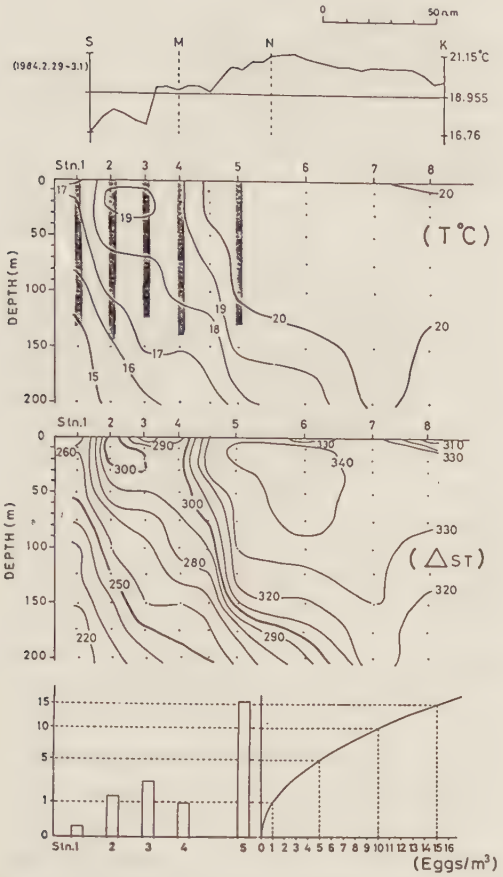


図32 c. 1984年3月1～2日のトカラ海峡における海洋構造とマイワシ卵の分布
（図32 aに準じる.）
なお，航走水温記録（上段）は2月29～3月1日に観測されたものである.

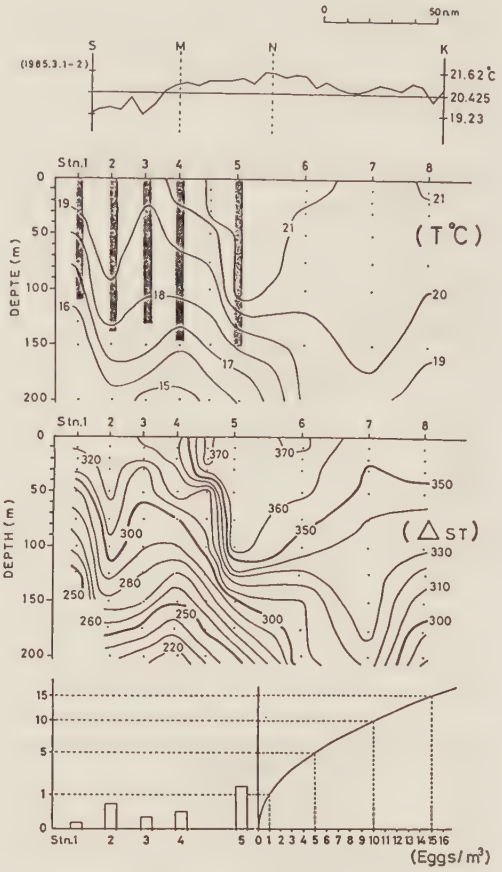


図32 d. 1985年3月1～2日のトカラ海峡における海洋構造とマイワシ卵の分布
（図32 aに準じる）

の水深150m付近にかけて ΔsT の鉛直傾度が大きく，躍層が形成されている．この躍層を形作る等値線の一部が Stn. 5 付近で急に深度を浅くし，水深50m付近まで鉛直に延び，黒潮前線を形成している．しかし，水深50m以浅では前線はやや北に偏り，表層では Stn. 4 の南に前線が見られる．また，Stn. 1 と Stn. 2 の間には沖合下層の躍層に連なる前線が形成されている．

この時のマイワシ卵は，水深50mから150mにかけて顕著に前線が見られた Stn. 5 で最も多く採集された（15粒／㎥）．また，その北側（Stn. 2～Stn. 4）でも卵密度が比較的高い．

1985年3月の例（図32 d）では，表層における水平的な温度差が小さいが，ΔsT が示す黒潮前線の形状は1984年の例とよく似ている．すなわち，前線は，水深50mから150mにかけては，Stn. 5 の北に近接して形成されており，50m以浅では Stn. 4 側に偏っている．卵の密度は Stn. 5 で最も高い．

以上のように，水温では明瞭ではないが，ΔsT を用いると黒潮域と沿岸水域の境界である前線や躍層が明瞭となる．この境界は時により場所や形状が異なり，その変化に伴いマイワシ卵の分布範囲が変化する．例えば，1982年（図32 a）のように，前線が沿岸よりに形成された場合には，分布範囲は狭まり，他の例のように前線が沖合に形成されると，卵の分布は広

がる．また，前線の黒潮側（南側）縁辺に高密度域が出現する傾向が認められた．このようなことから，マイワシ卵は沿岸域から黒潮流軸付近まで分布し，前線付近に卵の高密度域が形成されると言えよう．

5—3 マイワシ卵の水平分布と黒潮流軸変動

トカラ海峡断面における卵分布は，前項で示したように黒潮前線の変動の影響を大きく受ける．一方，黒潮前線の変動は前章で述べたように渦流の動態と密接に関連している．そこでさらに，九州南西海域におけるプランクトンやマイワシ卵の分布に関する既往の報告を，トカラ海峡での黒潮流軸変動と対応させながら見直し，渦流の形成，沿岸水の貫入などの卵分布への影響について検討を加えた．

図33ａと図33ｂは庄島[32,33]が示した1981年と1983年の４月中・下旬におけるプランクトンの分布である．1981年４月中・下旬（図33ａ）では，甑島付近からプランクトンの高密度域が舌状となって南に張り出している．一方，1983年（図33ｂ）の場合には，沖合が高密度域となって1981年の場合と逆の傾向ではあるものの，甑島付近から張り出す舌状の分布は認められず，むしろ低密度域が沿岸に押し込められた形になっている．これらの観測が行われた頃の黒潮流軸と二重構造の出現状況を図27で見ると，1981年の４月中旬に黒潮流軸は急激に中之島（N）まで南下しており，その前後に二重構造が出現している．このことから，当時，時計回りの渦流が形成され，甑島近傍で沿岸水の引き込みが起こったと推測される．図33ａに見られたプランクトンの舌状分布は，プランクトンが高密度に存在する沿岸水の引き込みによってもたらされたものであろう．一方，1983年の場合には，４月24日頃に二重構造を伴った流軸の南下が見られるものの南下の程度は小さく，全般的に流軸は九州側に接岸している．したがって，外洋水が九州南西部の沿岸に接近し，沿岸水が圧迫された形の分布をしていたと推測される．

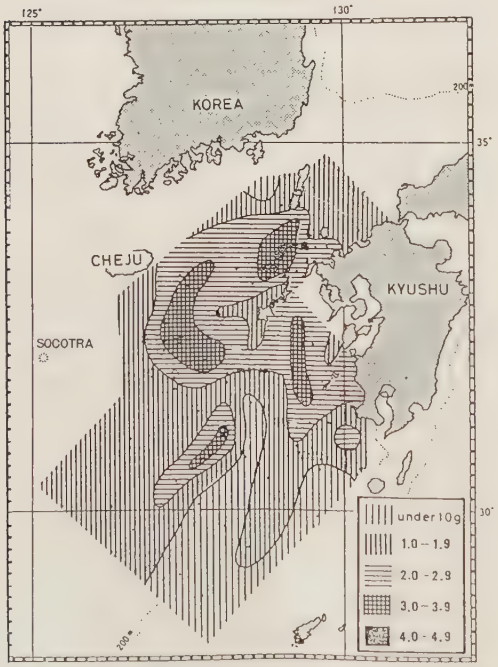


図33 a．1981年４月中・下旬におけるプランクトン（１㎡当たりの乾燥重量）の分布（庄島[32]）

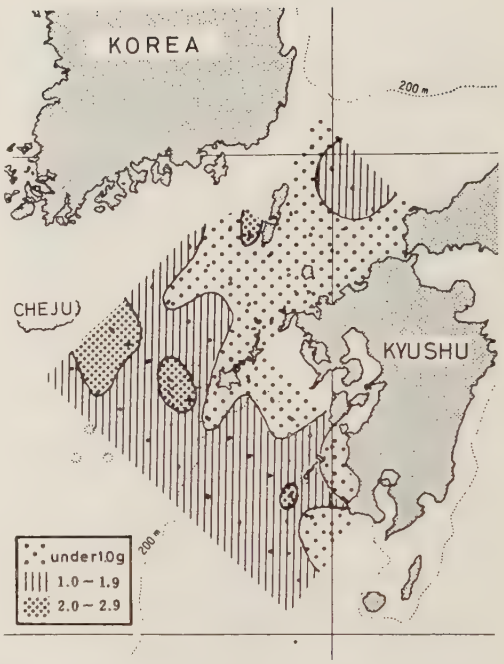


図33 b．1983年４月中・下旬におけるプランクトン（１㎡当たりの乾燥重量）の分布（庄島[33]）

一方，図34は1981年１～２月におけるマイワシ卵の分布[34]である．この図では薩南海域で屋久島の南と鹿児島沿岸に分離した卵の高密度域が描かれている．この海域，正確には31° N 以南の海域での観測は２月

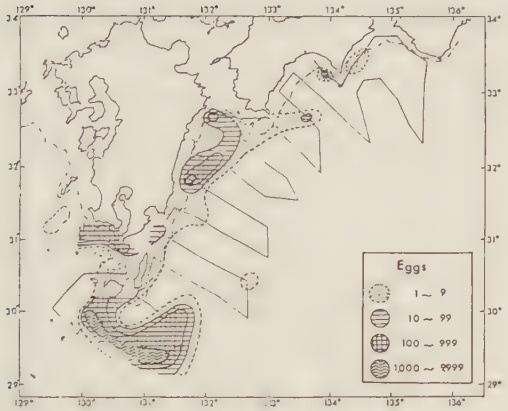


図34. 1981年1～2月におけるマイワシ卵の分布
31°N以南の海域での観測期間は2月8～18日．卵量は㋐ネット（口径130cm）1えい網当たり（2ノット5分間びき）の卵粒数で示している．（花岡ら[34]）

8日から18日にかけての期間であった．この頃の黒潮の動きを27一見ると，観測前の1～25日頃に二重構造を伴って流軸が南下し，観測初期で顕著な北上，10日をすぎると再び南下している．つまり，産卵調査の期間は黒潮が鹿児島沿岸に接近した頃から屋久島以南に離岸した頃までを含んでいる．したがって，図34には黒潮が接岸した状況から離岸に至るまでの状況が混在している．そのために，沖合に分離された卵の高密度域が描かれた可能性がある．また，1月25日以前に時計回りの渦流によって引き込まれた沿岸水は25日頃にトカラ海峡に移動してトカラ海峡に張り出した形となり，その後黒潮の流路に沿って北に向かうことになるが，黒潮の接岸に伴って発生した大隅分枝流によって分断されたとも考えられる．つまり，沖合に分離された卵の高密度域は分断された沿岸水域に形成された産卵場とみることもできる．どちらの考え方が正しいかは分からないが，いずれにしても海況と卵分布は密接な関係にあることがうかがわれ，海況変動を無視した産卵調査のあり方に問題があることを示唆している．

さらに別の例として，黒田・鶴田[35]と花岡ら[36]の報告から1984年1～2月におけるマイワシ卵の分布を示す（図35a，図35b）．この内，図35aの薩南海域かそ四国沖にかけての卵分布は1984年1月23日から2月11日にかけての調査結果で，薩南海域（31°N以南）では2月3～4日に観測されている．一方，図35b

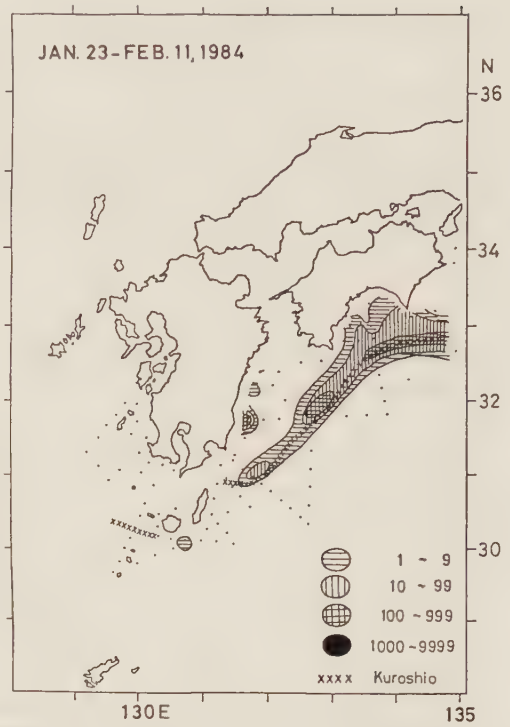


図35 a. 1984年1～2月におけるマイワシ卵の分布
図中の卵量は㊍A′ネット（口径60cm）によって得られた1㎡当たりの卵粒数である．
（黒田・鶴田[35]）

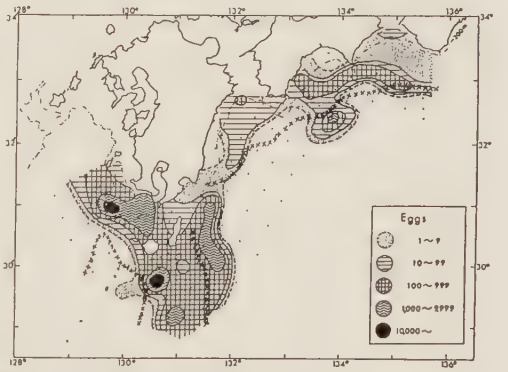


図35 b. 1984年2月におけるマイワシ卵の分布
31°N以南の海域での観測期間は，図35-aの観測よりほぼ2週間遅れた2月16～19日である．卵量は図33と同様，㋐ネット（口径130cm）1えい網当たり，（2ノット5分間びき）の卵粒数で示している．なお，図中の××××は水深200mにおける16.5℃の位置である．（花岡ら[36]）

は先の観測よりほぼ2週間後の観測で得られた卵分布で，薩南海域の観測は2月16日～19日に行われたものである．

両者は卵の採集法が異なり，前者は㊥ネット（口径60cm）による水深150mからの鉛直びき，後者は㊦ネット（口径130cm）の表層水平びきであり，卵密度の表記法も異なっている．そのために，図中の数値を単純に比較できないが，卵の分布パターンを比較すると，四国沖から九州東岸にかけては似た卵の分布を示している．ところが，トカラ海峡付近では，図35aには卵の分布が認められないのに対し，図35bには濃密な卵分布が描かれており，両者で状況が大きく異なっている．

この両者の観測期間における黒潮流軸変動と水温前線の二重構造出現状況（図27）を見ると，1984年1月28日から2月10日にかけては黒潮流軸が北偏して前線の二重構造が認められないが，2月11日から18日にかけては典型的な前線の二重構造を伴う顕著な黒潮流軸の南下が出現している．すなわち，図35aは薩南海域で黒潮が北偏した時の卵分布を示し，図35bは渦流によって引き込まれた沿岸水の南下張り出し時における卵分布を示すと考えられる．トカラ海峡における九州沿岸水の張り出し状況によってマイワシ卵の分布が出きく変動することを示唆している．

マイワシの卵の発育速度は温度に大きく影響され，温度が高くなるほど孵化所要時間が短くなるとされている．トカラ海峡における黒潮前線付近の温度はほぼ20℃であるので，前線付近の卵の孵化所要時間を渡部[37]の式で求めると，それは約一昼夜半となり，やや低温の沿岸部においても2日程度で孵化することになる．このことは，トカラ海峡付近に分布するマイワシ卵の多くがその周辺域で産卵されたことを意味している．すなわち，1984年2月（図35b）に見られたような卵分布の張り出しは，渦流によって生じた沿岸水の張り出し部に親魚群が移動し，産卵が行われたためと考えられる．これまでの研究で，マイワシの好漁場は沿岸水と沖合水との潮境周辺に形成されること[38]，さらに前線の移動に伴ってマイワシ漁場が変動すること[39]が明らかにされている．また，竹下[17]は，トカラ海峡で黒潮北縁部が北上すると，薩南漁場におけるアジ・サバ等の浮魚類の漁獲が減り，南下すると漁獲が増えるとしている．これらは，いずれも前線の変動によってマイワシ親魚群の分布・移動が左右されることを示しており，前述のような沿岸水の張り出しに伴う産卵場形成の可能性を示唆している．

産卵がどのような刺激で促されるかについては，まだ明らかでない．そのために，黒潮流軸付近の卵がそこで産卵されたものか，あるいは周辺から取り込まれたものであるかについての詳細な議論はまだできる段階ではない．しかし，これまでの議論から，沿岸水の引き込みや蛇行による黒潮の離岸は産卵場の重心を沖に移動させる効果があると言えよう．したがって，トカラ海峡での沿岸水の張り出しをモニターすることによって，薩南海域での産卵場の面積を類推することができ，さらに，そこでの卵量の推定も可能と思われる．次項ではその方法について言及する．

5－4 薩南海域の産卵場における卵量の推定

図36に薩南海域の産卵場における卵量の試算方法の考え方を示す．すなわち，黒潮蛇行部の沿岸水域に産卵場が形成されるので，蛇行の1サイクルにおける卵の量(F)は，

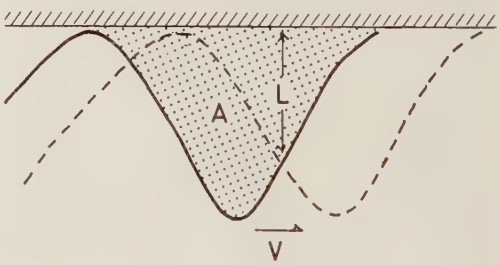


図36 黒潮蛇行によって輸送される○量推定法の概念
図中のアルファベットは，A：産卵場（陰影部）の面積，V：蛇行の位相速度，L：陸岸から黒潮流軸までの距離を示す．なお，点線で描かれた曲線は時間経過後の黒潮流軸位置，産卵場が移動してゆく状況を示している．

$$F=\bar{C}\cdot A \tag{13}$$

となる．ここで，$\bar{C}$は卵の単位面積当たりの平均卵数，Aはトカラ海峡に張り出した沿岸水の面積である．よって，産卵期間中に薩南海域で産卵される卵量をE，黒潮蛇行のサイクル数をnとすると，Eは次式で求められる．

$$E=\sum_{i=1}^{n}F_i=\sum_{i=1}^{n}\bar{C}_i\cdot A_i \tag{14}$$

また，FとEはトカラ海峡断面における卵量を時間tの関数 f(t) として表すと，

$$F=v\int_0^{\tau} f(t)dt \qquad (13')$$

$$E=v\int_0^{n\tau} f(t)dt \qquad (14')$$

とも書き表すことができる．

ここで，v は黒潮蛇行の位相速度，τ は周期である．また，f(t) はトカラ海峡における沿岸水張り出し距離 L(t)，その断面における平均卵密度を $\bar{C}_1(t)$ として，

$$f(t)=\bar{C}_1(t)\cdot L(t) \qquad (15)$$

で表される関数である．

沿岸水の張り出し面積 A は L(t) を用いて次のように表すことができる．

$$A=v\int L(t)dt \qquad (16)$$

すなわち，先に示した(13)式は平均卵密度 $\bar{C}_1(t)$ を一定とした場合，(14)式は $\bar{C}_1(t)$ が蛇行の一周期毎に変化するとした場合の式ということになる．

以上の考え方に基づいて1984年を例として卵の輸送量の計算を試みた．まず，卵密度であるが，図35bの31°N以南の産卵場における密度は1えい網当たり100粒程度にモードがありそうである．この値は，㋣ネット（径130cm）を用いての2ノット5分間えい網の値であるので，ろ水率を100%として1t当たりの卵数に換算すると3粒程度となる．この値は，卵の分布層の厚さを100mと仮定すると，1㎡当たり約300粒となる．また，沿岸水の張り出し面積(A) を31°N以南の卵分布域面積とすると，それは図上から約34,000㎢と推定される．これらの値を(13)式に代入すると，黒潮蛇行1サイクルで輸送される卵量(E) は約10兆粒となる．

一方，沿岸水の張り出し距離(L) が図26で示した佐多岬から黒潮流軸位置までの距離（l km）とほぼ一致するとし，係留系観測から推定された位相速度0.2m/sを(16)式に代入すれば，トカラ海峡で黒潮流軸が南下した期間（2月11～18日）の沿岸水の張り出し面積(A) は27,000㎢と推定される．この場合には，卵量(F) は約8兆粒となり，卵の分布面積（図35b）からAを求めた場合とほぼ一致する．このことは，沿岸水の張り出し距離(L) に黒潮流軸位置までの距離（l）を用いて，1断面で観測された卵密度を時間で積分することによって卵の輸送量を推測することの妥当性を示すものと考えられる．

次に，(16)式を用いて同様の考え方で，1984年2月と3月の2カ月間における卵量を見積もってみた．この場合，卵密度 $\bar{C}_1(t)$ については不明であるので，1カ月間は変化しないと仮定して(14')式を次の(17)式のように変換し，各月毎に卵量を算出した．

$$E=v\int_0^{n\tau} f(t)dt=\bar{C}\cdot v\int_0^{\tau} L(t)dt \qquad (17)$$

なお，式中のTは求めようとする産卵期間で，2月の場合は29日，3月は31日である．また，平均密度 $\bar{C}$ の値としては2月の場合は先に用いた300粒／㎥，3月には卵・稚仔魚群精密調査結果から求めた500粒／㎥を用いた．位相速度 v はいずれの場合も 17.3×10^8 m/day(0.2m/s) とした．その結果，2月の卵量は13兆粒，3月には22兆粒と推定された．つまり，この2カ月間でほぼ35兆粒のマイワシ卵が薩南海域で産卵されたことになる．西海区ブロック卵・稚仔調査報告[40]によれば，九州西海域における1984年の産卵量は73兆粒と推定されている．この産卵量と先に示した卵量を比較すると，薩南海域での産卵量がきわめて多いことが分かる．

薩南海域に形成された産卵場の卵は，その後，黒潮の九州南部接岸に伴って生じる大隅分枝流によって太平洋側に輸送される可能性が高いと考えると，1984年の例では，東シナ海で産卵された卵の半数近くが太平洋側に輸送されたことになる．しかしながら，現在の段階では，正確な卵密度の時間変動がわからないため，卵密度に仮定を設けて輸送量を推定しなければならず，その仮定の仕方によっては，輸送される卵量の推定値が多少異なる．輸送される卵量の変動を追跡しようとすれば，まず卵密度の時間変動を正確に把握することが必要である．

5－5　まとめ

以上のように，九州南西海域におけるマイワシ卵の分布や産卵場の形成は黒潮小蛇行やそれに伴う渦流の影響を大きく受けていることが分かった．すなわち，マイワシ卵は沿岸域から黒潮前線付近にかけて分布し，前線の南側縁辺に卵の高密度域が出現する傾向がある．また，Δs_T で示される前線や躍層の位置なら

びに形状の変化にともなってマイワシ卵の分布範囲が変化し，黒潮流軸が沖に移動すると卵の分布域が広がり，逆に沿岸寄りに形成されると卵の分布域は狭まる．さらに，黒潮小蛇行に伴なう渦流によって間欠的に甑島付近の沿岸水が張り出す状況と薩南海域の卵の分布との間には極めてよい対応が見られることから，薩南海域の産卵場は黒潮小蛇行に伴い間欠的に形成されるものと考えられる．

本項では，このような卵分布と海況の関係を利用して，沿岸水の張り出しをモニターすることによって薩南海域の産卵場の面積や卵量を推定する方法についても言及した．しかし，産卵量を正確に推定するためには卵密度の時間変動を正確に把握することが不可欠であり，卵・稚仔調査のあり方を検討する必要があると思われる．

第 6 章 総 合 考 察

本研究は，九州南西海域で産卵された卵や稚仔の輸送に対する中規模の渦流の役割を解明しようとしたものである．そのために，第2章から第4章にかけて，船舶による海洋観測，係留系による観測．人工衛星によるリモートセンシング，および定期連絡船による表面水温等の資料を用いて解析し，黒潮流軸の周期的な変動や渦流の形成についての実態を明らかにした．また，第5章では水産庁の200海里水域内漁業資源調査の一環として実施している卵・稚仔魚群分布精密調査の資料を解析し，マイワシ卵の分布や産卵場の形成が黒潮前線の変動や渦流の形成に伴う沿岸水の張り出しと密接に関連することを示した．ここでは，これまでの解析結果に基づき，黒潮小蛇行に伴う渦流の変動，さらにそれらが卵・稚仔輸送に果たす役割について総合的考察を行い，今後の卵・稚仔調査の有り方についてもあわせて検討を加えた，

6−1 黒潮小蛇行と渦流の形成について

第4章までの議論を総括すると，黒潮の変動と渦流の形成・消滅およびそれに伴う沿岸水の引き込みの過程は以下のように要約される．

黒潮は，東シナ海の大陸斜面域を10〜20日周期（波長：200〜300km，位相速度：約0.2m/s）の小蛇行を伴って北上し，奄美大島北西の29° 30′ N 付近に達すると，流幅を広げて流速を弱める．そして，流路は複雑に変化し，頻繁に分枝を派生する．この海域で黒潮が大陸棚寄りの位置にあり，そこで分枝流を派生して大陸斜面沿いの流れが生じると，比較的大きな時計回りの渦流を形成するようになる．この渦流の発達時に，この海域は収束域となる．必然的に，収束域のまわりには発散域が形成されることになるが，とりわけ甑島近辺の九州沿岸水を引き込む現象が顕著である．やがて，渦流域は黒潮の水で覆われて渦流は消滅し，黒潮前線がそれまで渦流が存在した北縁付近に形成される．この黒潮前線は九州沿岸水の貫入部の形状を残した蛇行あるいは褶曲状を呈し，次第に東に移動する．沿岸水の貫入部がトカラ海峡に達した時，海峡を横切る航走水温記録に，いわゆる前線の二重構造が現れる．さらに時間が経過すると，トカラ海峡では黒潮が九州南部に接岸し，奄美大島北西の黒潮は大陸斜面を離れてその一部が馬蹄形をした地形の中心を北上する形となる．そして，黒潮およびその分枝流のまわりに，やや規模の小さな時計・反時計回りの渦が形成される．

人工衛星によるリモートセンシングで明らかになったように，時計回りの渦流が消滅した後に渦流の北縁部に前線が形成されることから，渦流および沿岸水の貫入の発生は黒潮の小蛇行と密接に関連していることが分かる．また，流速変動や流軸変動に20日程度の周期が多くの観測結果で認められるが，これはトカラ海峡での前線二重構造の出現状況とその持続時間から推定される時計回りの渦流および沿岸水の貫入の出現頻度（1カ月に1〜2回の割合）とよく符合しており，渦流の形成が黒潮の小蛇行と密接に関連していることを示している．したがって，先に要約した一連の過程は，黒潮流軸が蛇行して北部に湾入するのに先立ち，時計回りの大きな渦流が形成され，高温・高塩分の水塊が北に輸送されて周辺の水塊と混合し，新たに前線を形成して蛇行が進行する過程と考えられる．つまり，黒潮の小蛇行がこの海域に至って振幅を拡大する

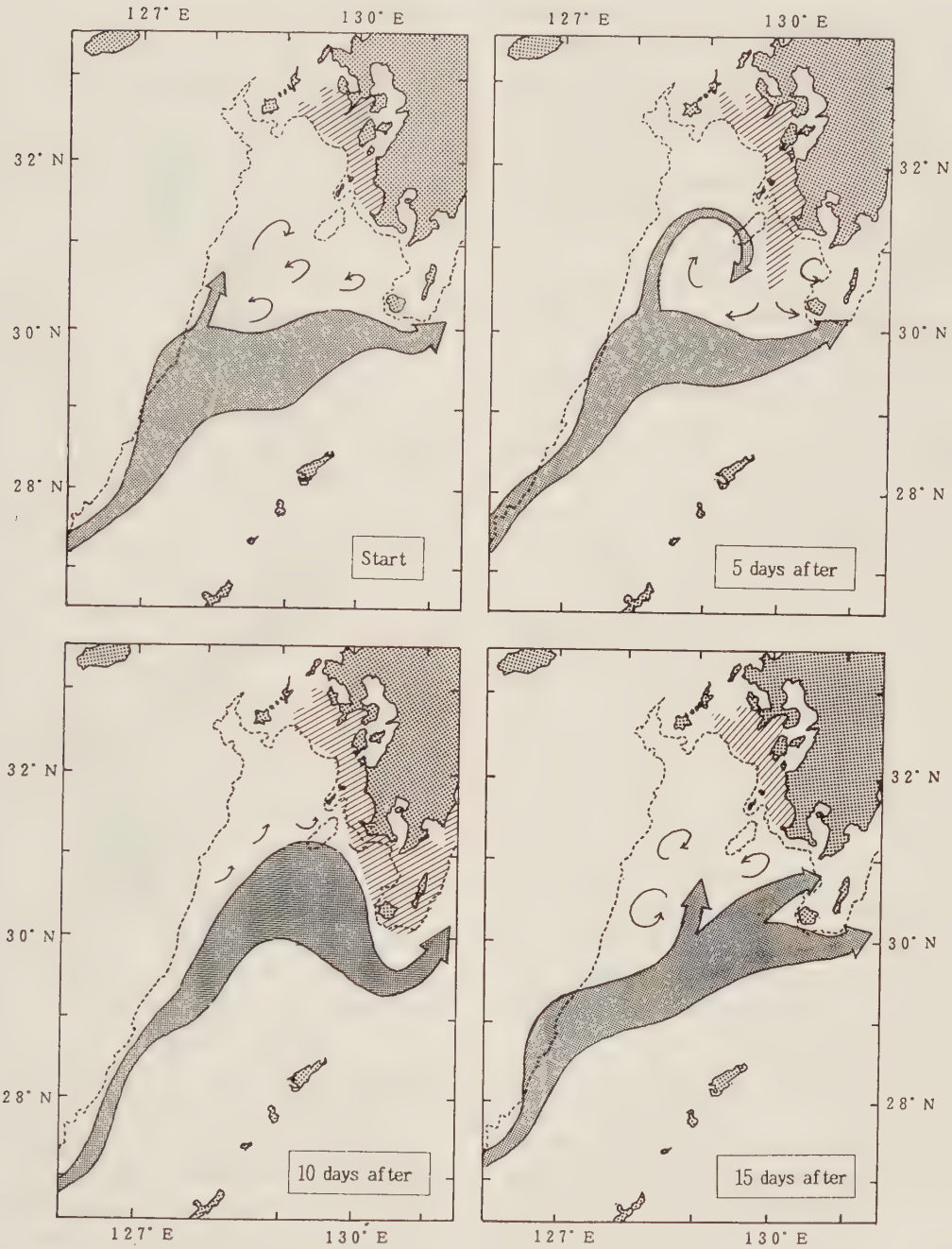


図37. 黒潮の蛇行とそれに伴う渦流および沿岸水の引き込み過程

現象とも換言できる．図37はこのような推察に基づいて描いた海況の変遷を示す模式図である．

以上は本研究で得られた九州南西海域における現象面から見た海況変動の特徴であるが，その原因についてはまだ不明な点が多い．黒潮蛇行部に時計回りの渦流が形成される状況はフロリダ西方海域のループカレ

ント[41,42] からの暖水渦の切離しと類似しているが，ループカレントは一年を周期とする変動を行い空間スケールも大きい．むしろ，前線波動の山の先端からプルームが発生し，湾流系水が沿岸部まで貫入する現象[43]と類似している．特に，プルームによる湾流系水の貫入した後に大陸棚縁辺部で前線が再び形成される状況は，時計回りの渦流が消滅した後に渦流の北縁部に前線が形成される状況と共通している．Huh et al.[43] は，このプルーム発生の要因を海底地形（北に延びる海底谷）の影響とし，前線の北方への張り出しのメカニズムととらえている．

本研究でも，流れの変動は海底地形の制約を強く受け，急峻な大陸斜面域でその影響が著しいことは第3章で指摘したとおりである．一方，流速変動の周期解析の結果では，Максимов[30] のいうような長周期潮汐としての特徴が見られ，上層，特に北部海域では擾乱が強くなる傾向もうかがわれた．この擾乱が何によって生じているか特定できる段階ではないが，シアー不安定による前線特有の中立波や不安定波の存在が大きく関与していると思われる．なお，気象の影響も考えられるが，ここで取り上げた時空間スケールの現象にはあまり影響を及ぼしていないようである[44]．ただし，これについても資料が充分整っていない状況での推察であり，今後検討が必要である．

さらに，本州南方の黒潮大蛇行と関連するとみられる黒潮流量の長期変動の存在も知られている[45]．この流量変動に対応して屋久島西方の渦流形成状況も異なる可能性がある．しかし，渦流の形成状況を長期にわたって追跡するための資料はまだほとんど蓄積されていない．今後，トカラ海峡における黒潮流軸変動の観測を長期にわたり継続することによってこれらの関係も明らかになるものと思われる．

また，黒潮から派生する最も顕著な分枝流である対馬暖流の存在も考慮する必要がある．係留観測の結果で屋久島西方海域の大陸斜面近傍で変動主軸が等深線に対し直角方向を示し，大陸棚上に向かう平均流が認められた．このような流れが対馬暖流と直接結びつくかどうかは今後の研究に待たねばならないが，屋久島西方における海況変動が対馬暖流の形成やその変動と関係することを示唆するものであろう．今後は，対馬暖流側での海況変動を時間的にきめ細かく，しかも長期にわたってモニターするための方法も検討する必要がある．

6－2 黒潮小蛇行と渦流が魚卵・稚仔の輸送に果たす役割

マイワシ卵が沿岸域から黒潮流軸付近まで分布し，黒潮流軸付近に集積されて流軸変動に伴いその分布域が変動することは，後5章で示したとおりである．また，プランクトンやマイワシ卵の水平分布とトカラ海峡での黒潮流軸変動との関係に関する検討を通じて，黒潮小蛇行や渦流による沿岸水の引き込みが卵・稚仔の分布や輸送に大きく関与していることが推測された．すなわち，産卵期に，沿岸水の貫入を伴った時計回りの渦流が形成されると，沿岸水の引き込みに伴って親魚および卵・稚仔は沖合に分布を広げる．特に，渦流による沿岸水の引き込みが顕著な甑島付近では，沖合に移動する親魚の量が多く，産卵量も多いと思われる．そこで産卵された卵や稚仔の多くは渦流の北縁部に形成された黒潮前線付近に運ばれる．その前線付近には，卵・稚仔と同じように珪藻類をはじめとする餌料プランクトンも集積され，親魚やそこで産卵された卵や稚仔にとって好適な餌環境となっているものと考えられる．このようにして沿岸水の貫入部の形状を残した黒潮小蛇行の谷に産卵場が形成され，産卵場が蛇行の進行とともに東に移動すると考えられる．先にも述べたが，渦流の形成や蛇行は20日程度の周期で変動している．したがって，黒潮小蛇行の山と谷が交互に出現して，黒潮が離接岸する薩摩半島近辺では，卵・稚仔の出現も断続的になるであろう．係留系による測流および航走水温観測から得られた変動の持続時間は6日程度であることから，薩摩半島近辺に出現する卵・稚仔量も同程度の持続時間を持つものと推定される．また，薩南海域で産卵された卵の多くは，やがて黒潮の接岸に伴って発生する大隅分枝流によって太平洋側に輸送されると考えられる．

本論文の冒頭でも触れたが，薩南海域におけるマイワシの産卵場は，マイワシ資源が増加した時に出現するとされている[1,2,4]．第5章で示したような薩南海域での産卵は，マイワシ資源が増え始めた1976年頃から見られるようになったものである．それ以前に薩南海域に産卵場が見られたのは極東で250万tを超える漁獲があった1930年代で，相川[46] によって図38のような産卵場が描かれている．しかし，その後は漁獲量が

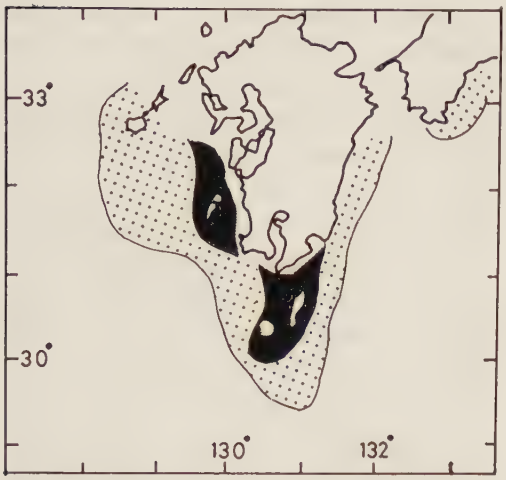


図38. マイワシ大量時代（1935年頃）の産卵場（相川[46]）黒く塗りつぶされた部分が主産卵場を示す.

図39. マイワシ不漁時代（1954年頃）の産卵場（近藤[46]より改変）
破線で囲まれた海域が産卵場，その中で黒く塗りつぶされた部分が主産卵場，斜線部は主産卵場に次ぐ産卵域を示している.

急速に低下し，それに伴って薩南海域の産卵場は見られなくなった．図39は近藤[47]が描いた不漁時代の1954年頃の産卵場の分布図である.

最初に薩南海域の産卵場を発見した中井[2]は，マイワシ資源増大期の1935年頃のマイワシの主産卵場が甑島周辺と薩南海域にあったとし，大漁時代におけるマイワシ資源の補給源は薩南海域にあると主張した．同時に，薩南海域の卵量と朝鮮東岸の魚群量に強い相関があることを示し，薩南海域の産卵親魚が朝鮮東岸のマイワシ群と同一物であると指摘している．しかし，このような結論に至ったその基となる調査の定線や調査期日については示されていない．しかも調査船は1隻であったらしく，観測にはかなりの日時を要したものと思われる．これまでも述べてきたように，当海域の海況は変動が激しい．そのような状況下で長時日を費やして観測され，描かれた分布図はかなりの歪みを含んだものとなっていよう．そのために問題も多いが，中井の説は資源変動と薩南海域の産卵場形成について示唆に富むものである．これまで述べてきた考え方に基づき資源変動と薩南海域の産卵場形成の関係について以下のように推論することができる.

産卵のために，九州西岸域に南下回遊してくるマイワシの量は，資源の増加に伴って増加する．必然的に，甑島近辺まで南下してくるマイワシも多くなる．そこでは20日程度の周期で黒潮が接岸したり，渦流による沿岸水の引き込みが起こっている．そのために，南下してきたマイワシは，ある時には甑島周辺に滞留したり，またある時には沿岸水と共に沖に分布を広げ薩南海域へ移動し産卵場を形成する．図38は，ちょうど沿岸水の貫入部が東に移動して，薩摩半島の西岸に黒潮が押し寄せ，甑島周辺の滞留群による産卵と薩南海域の産卵をとらえたものと思われる.

また，渦流による沿岸水の引き込みが起こる頃はトカラ海峡付近では黒潮が接岸状況下にあり，竹下[17]の研究結果から推測すると，浮魚類がトカラ海峡付近で見られなくなる頃にあたる．したがって，沿岸水の張り出しとともに移動する親魚群は九州西方からの群れで占められると推定される．さらに，沿海州に来遊するマイワシの産卵場が九州北・西岸域であるとするNovikov[48]の報告や九州北西岸の群れはあまり移動しないとする伊東[49]の報告を考慮すると，薩南海域のマイワシ群が朝鮮東岸からの群れで占められることも十分あり得ることと思われる．一方，資源量の少ない場合には，たとえ薩南海域まで移動してくる群れがあったとしてもその頻度や量が少なくなり，観測でとらえることが難しくなると思われる.

薩南海域にマイワシ資源の主補給源があるとする

と，トカラ海峡を通過し，太平洋側に輸送される卵および稚仔量の変動が資源量の変動の大きな要因の一つになると考えられる．また，それは太平洋側のマイワシ資源量と東シナ海および日本海側の資源量の比率にも影響を及ぼす可能性がある．すなわち，太平洋側に輸送される卵・稚仔量が増えると九州西岸や対馬海峡方面への輸送量が減り，逆に太平洋側に輸送される卵・稚仔量が減ると九州西岸や対馬海峡方面への輸送量が増えて，それぞれの資源に対して加入量の違いをもたらすと考えられる．したがって，太平洋側に輸送される卵・稚仔量の変動を追跡することは，資源量の変動機構を解明する上で重要となる．しかしながら，産卵期間中の卵の輸送量を厳密に推定しようとすれば，断面の流速分布と卵分布を測定し，それらを乗じた値を積分して断面でのフラックスを求め，さらにその時間積分を求めなければならず，これを実行することは極めて困難である．その点，第5章で示した薩南海域の産卵量の推定法は，そこで産卵された卵が実際にどの程度太平洋側に輸送されているか定量的に証明されたとはまだ言えないが，輸送量を推定する上で指標を得る簡便な方法と考えられる．

ただし，この方法を用いるばあいにも，第5章で述べたとおり卵密度の時間変化を正確に把握する必要があり，現行の卵・稚仔調査を改善する必要がある．薩摩半島近辺で卵・稚仔が連続して見られる時間はせいぜい6日程度と推定されたが，現行の卵・稚仔調査は観測にかなりの時日を要しており，その結果描かれた分布図はかなりの歪みを含んでいると思われる．このような分布図を基にして産卵量の推定を行うことは，精度の面で大きな問題がある例えば，1984年2月16～19日（図35b）のように卵密度の高い場合の値をもって薩南海域における1カ月の産卵量を計算すると，たちまち100兆粒を超えてしまう．実際に花岡・小西[50]はこの時の産卵量を504兆粒と推定している．一方，図35aのように2週間観測が早く，産卵場と遭遇できなかった場合の値を用いれば，産卵量は0に近い値となる．

このように現行の卵・稚仔調査は非常に大きな誤差を生じる危険性をはらんでいる．この危険性を回避しようとすれば，時間的にも空間的にも緻密な観測を行えばよいということになるが，それでは調査解析にかかる費用や労力があまりにも大きくなり，現実的ではない．費用ならびに労力が限られる現状では，空間的に緻密な観測をしようとすれば時間的にはどうしても粗い観測となり，逆に時間的に緻密さを要求すれば空間的には粗くせざるを得ない．この二つをうまく調和させた効率の良い観測を長期にわたって継続することが重要である．

産卵量を推定する一般的な方法として，採集卵数から1日・単位面積当たりの産卵数の密度を求め，それに産卵場の面積と期間をかけて産卵数を推定する方法がある．この方法を田中[51]に従って式で示すと(18)式となる．

$$E=\frac{S\cdot T}{n^*}\sum_{i=1}^{n^*}\frac{Y_i}{k_i\cdot b_{0i}} \qquad (18)$$

ここで，Eは産卵総量，Sは産卵場の面積，n^* は採集回数，Yは単位面積当たりの卵数，kは卵の孵化までの生残率から求められる係数，b_0 は孵化日数である．この式で $Y/(b_0\cdot k)$ は1日当たりの産卵数密度で，b_0，k に正確な値を用いるべきであるが，実際には卵の生残率がよく分からないので $k=1$ とし，孵化日数も九州近海域では1日（$b_0=1$）として取り扱うことが多い．本来，この計算法は定められた点での観測値が時間的にも空間的にも全体を良く代表しているという前提に立ったものである．しかし，実際の採集点はかなり恣意的に決定され，時間的にも空間的にも偏っていることが多く，観測の回数もせいぜい月に1回程度の割合である．

(18)式は，卵の孵化までの生残率から求められる係数(k)と孵化日数(b_0)を考慮した点で(14)，(14′)式と異なっているが，両者とも産卵場の面積に卵密度を掛けて卵量を求めるという点では本質的に異なるものではない．(14)，(14′)式の卵密度 C_1 に係数 k と b_0 を導入することによって(18)式と同様の産卵量推定も可能である．しかしながら，(14)，(14′)式では(18)式で推定される産卵場の卵分布密度を一断面における卵密度の時間平均に置き換えて推定しようとしている．例えば，トカラ海峡で1日毎に観測を行うと，黒潮蛇行の位相速度が0.2m/sであるので，約17kmの観測線間隔で観測することと同等となる．このような形で，従来のグリッド調査に代え，代表測線を設けて，その断面における卵・稚仔量の時間変動を把握することに重点を置いた調査・観測の展開を図ることは，卵

輸送量や総産卵数の推定精度を向上させるための効率的な方法の一つと言える．具体的には，フェリーボートや人工衛星などによる海況変動のモニタリングを日単位で行い，渦流形成とそれに伴う沿岸水の張り出しをとらえ，小蛇行1サイクルに対応して20日間隔で，沿岸水の張り出し時（持続時間約6日）に集中的に観測する方法が考えられる．

上述の観測法は，九州南西海域の場合を想定したものであるが，海域によっては産卵場の形成や卵・稚仔の輸送に関与する海洋現象が異なるであろう．したがって，海域ごとに産卵場の形成や卵・稚仔の輸送の機構を解明し，海洋現象の時空間スケールに合わせて卵・稚仔調査の時空間スケールを決定していくことが必要である．

以上，本研究により，九州南西海域における黒潮小蛇行と渦流の動態を現場観測に基づいて明らかにした．また，卵・稚仔の分布や輸送に渦流を伴う黒潮小蛇行が極めて重要なかかわりを持つことを具体物に示した．さらに，黒潮小蛇行や渦流の時間変動特性を考慮した．産卵量評価のための卵・稚仔調査の精度向上化の方法を提案した．今後さらに，黒潮小蛇行に伴う渦流についての力学的機構を解明するとともに，ここで提案した方法を導入して九州南西海域の産卵場からのマイワシ卵等の輸送量を実施に推定していくことが必要である．

要　約

東シナ海の大陸棚縁辺から九州西岸にかけての海域は，マアジ・マサバ・マイワシ等の浮魚類をはじめとする多くの魚類の産卵場となっている．中でも，マイワシはその大きな資源変動に伴って産卵場が変化し，資源が増大した時期には九州南西海域，特に薩南海域に産卵場が形成される．この海域で生まれた卵や稚仔は，沖合を流れる黒潮や対馬暖流によって太平洋沿岸あるいは日本海に輸送され，日本近海の資源の補給源として寄与している．したがって，九州南西海域の産卵場からの卵・稚仔の輸送過程を明らかにすることは，日本近海における浮魚類の資源変動の機構を解明し，それを予測する上で，卵・稚仔の生残に関する生物学的研究と並んで欠くことのできない重要研究課題と考えられる．

一方，東シナ海の海洋構造や資源補給機構に関するこれまでの研究において，漁場や産卵場の形成に中規模の渦流が関与していることが示唆されている．しかし，大部分は定性的な議論に留まり，渦流の特性とそれが漁場形成や産卵場に及ぼす影響を定量的に考察した報告は見られない．

そこで，産卵所付近の中規模の渦流に焦点を当て，九州南西海域における海水流動の構造とその変動特性およびそれらが産卵場形成や卵・稚仔輸送に及ぼす影響を定量的に解明しようとした．また，得られた知見に基づき，資源量変動予測の基礎となる産卵調査のあり方について検討を加えた．

海水流動の構造とその変動特性については，まず1982年から1986年の間に実施した計4回の調査船による水温・塩分観測資料を用いて，水温・塩分・地衡流の分布構造，渦度および収束場の空間分布について解析した．また，係留系による測流資料（9地点）を統計解析し，平均的流動場，変動の周期性，伝播特性および変動の機構に関する検討を行った．特に，高気圧性渦流の変動過程を詳細に追跡した．さらに，人工衛星（NOAA-6, 7）の熱赤外画像を用いてこの渦流の水平微細構造を把握すると共に，トカラ海峡を横断する定期フェリーボートによる航走水温観測資料に基づき海洋構造の時間変動を解析し，黒潮変動に伴う渦流の発生機構について考察した．一方，卵・稚仔に関する資料としては，200海里水域内漁業資源調査の中の卵・稚仔魚群分布精密調査資料と，漁海況予報事業による海洋観測資料を用い，特に，マイワシ卵の分布について海洋構造の観点から論じた．

研究成果の大要は以下のとおりである．

I　黒潮小蛇行に伴う高気圧性渦流の形成とその変動

海況資料の解析結果から，九州南西海域には黒潮の小蛇行に伴い，渦流が間欠的に出現することが分かった．また，この渦流の形成・消滅過程およびその過程

で生じる沿岸水の黒潮への引き込みについて以下のことが明らかになった．

黒潮は，東シナ海の大陸斜面域に沿って小蛇行しながら北上する．この小蛇行の周期は10～20日，波長は200～300km，また位相速度は約0.2m/sである．その黒潮は奄美大島北西の29° 30′ N付近に達すると，流幅が広がると共に流速が弱まり，流路が複雑に変化する．この海域から九州西方に至る海域は，沖縄舟状海盆の北端に当たり，等深線が北に湾入した馬蹄形状の地形となっている．この上流部で黒潮流路が大陸棚寄りに変化すると，馬蹄部西側の大陸斜面沿いに分枝流が生じる傾向があり，それが契機となって半径が80kmを越える大きな時計回りの暖水渦が形成される．この渦流域は渦流の発達時に収束域となり，周辺の，特に南東部の甑島近辺では九州沿岸水を引き込む現象が顕著となる．渦流発生後約1週間経つと，黒潮前線が渦流の北端付近まで移動し，海域は黒潮水で覆われ，渦流は消滅する．黒潮前線は，九州沿岸水の貫入部の形状を残したS字状の蛇行を維持したまま次第に東に移動し，沿岸水の貫入部がトカラ海峡に達すると，海峡では黒潮前線の二重構造が現れる．さらに1週間程度経過すると，トカラ海峡では黒潮前線の凸状部が九州南部に接岸する．一方，奄美大島北西海域では黒潮が大陸斜面を離れ，その一部が馬蹄形状の地形の中央を北上し，黒潮およびその分枝流の周囲にやや小規模の時計回りと反時計回りの渦がいくつか形成される．

以上の過程は，巨視的には，東シナ海を東北東流する黒潮の小蛇行と密接に関連しており，小蛇行がこの海域に至って振幅を急激に拡大することに伴って生じる現象とみられる．その力学的過程としては，上述のような陸棚斜面の捕捉効果による分枝流の発生のほか，前線波の不安定化の進行に伴う暖水渦の発生・切離等が考えられるがまだ不明な点が残されている．

II 黒潮小蛇行に伴う渦流が卵・稚仔・の分布・輸送に及ぼす影響

薩南海域では，マイワシ卵が沿岸域から黒潮前線付近まで分布し，特に前線付近に濃密な分布をする傾向を示すこと，その分布域が前線の変動に伴って大きく変動することが分かった．また，黒潮小蛇行とそれに伴う渦流による沿岸水の引き込みが，九州南西海域における産卵親魚や卵・稚仔の分布に以下のような変動を引き起こしていることが推察された．

産卵期に，トカラ海峡の西方海域に時計回りの渦流が形成されると，沿岸域に分布していた産卵親魚および卵・稚仔はその渦流に引き込まれ，沖合に分布を広げる．この傾向は甑島付近で顕著である．黒潮小蛇行は沿岸水の貫入郎の形状を残したまま東に移動するので，蛇行の谷に引き込まれた親魚と卵・稚仔も薩南海域に移動する．このことは，薩南海域に分布し産卵する親魚群の多くが，渦流に伴い九州西方から移動してくる群れで占められることを示唆している．暖水渦の形成や小蛇行は20日程度の周期で出現することから，それに伴い黒潮が離接岸する薩南海城では，卵・稚仔の出現も断続的になると考えられる．さらに，係留系による測流および航走水温観測から得られた特徴的な海況パターンの持続時間は6日程度であることから，薩南海域に分布する卵・稚仔量も同程度の持続時間を持つものと推定される．

次に，上記のような過程を経て薩南海域に供給され，産卵期間中に本州太平洋側の海域に輸送される卵量を次式によって推定した．

$$E=\sum_{i=1}^{n} F_i=\sum_{i=1}^{n} \bar{C}_i \cdot A_i \qquad (1)$$

ここで，Eは産卵期間中に薩南海域の産卵場から太平洋側に供給される卵の総量，Fは小蛇行1サイクル当たりの通過量，nは産卵期間中の小蛇行の通過回数，$\bar{C}$は蛇行の1波長内における卵の単位面積当たりの平均密度である．また，Aはトカラ海峡に張り出した沿岸水の面積で，小蛇行の進行速度(v)とトカラ海峡における沿岸水の張出距離(L)を用いて表すと，

$$A=v\int L(t)dt \qquad (2)$$

となる．

この方法を用いた1984年2月の計算例では，黒潮小蛇行1サイクル当たりの卵通過量はほぼ10兆粒，また産卵盛期である2・3月の2カ月間に通過した卵量は35兆粒と推定された．この値は，対馬海峡および九州西海域におけるこの年の総産卵量の推定値の約50%に相当している．このような推定の精度を高めるためには，黒潮小蛇行や渦流形成に対応させながら，薩南海域での卵の分布とその時間変動を正確に把握することが重要である．すなわち，フェリーボートや人工衛星などにより海況変動のモニタリングを日単位で行い，渦流形成とそれに伴う沿岸水の張り出しをとらえ，小

蛇行1サイクルに対応して20日間隔で，沿岸水の張り出し時（持続時間約6日）に集中的に観測することが必要である．

以上，本研究により，九州南西海域における黒潮小蛇行と渦流の動態を現場観測に基づいて明らかにした．また，卵・稚仔の分布や輸送に渦流を伴う黒潮小蛇行が極めて重要なかかわりを持つことを具体的に示した．さらに，黒潮小蛇行や渦流の時間変動特性を考慮した．産卵量評価のための卵・稚仔調査の精度向上化の方法を提案した．

謝　辞

本研究を進めるに当たり，終始懇切な御指導と御鞭撻を賜った東京大学海洋研究所教授杉本隆成博士に心より感謝申しあげる．同海洋研究所教授沖山宗雄博士には多大な御助力，御支援を賜った．ここに厚く御礼を申し上げる．また，有益な御協力と御校閲を頂いた同海洋研究所助教授中田英昭博士ならびに，同海洋研究所助手川崎康寛博士（現北海道区水産研究所海洋環境部海洋動態研究室長）に慎んで感謝の意を表する．さらに，御助言，御支援を頂いた同海洋研究所資源環境部門の方々に厚く御礼を申し上げる．

なお，本研究で用いた資料の大部分は科学技術庁のプロジェクト「黒潮の開発利用の調査研究」で観測されたものである．このプロジェクトに参画し共同研究者として御指導，御鞭撻を頂いた現中央水産研究所井上尚文企画調整部長をはじめ，数々の便宜を図って頂いた西海区水産研究所海洋環境部長田端健二博士（現中央水産研究所環境保全部長），同研究所藤本實企画連絡室長，これまで共に研究を進めてきた海洋動態研究室長中村保昭博士ならびに玉井一寿主任研究官（現南西海区水産研究所海洋動態研究室長）に厚く御礼申し上げる．

また，フェリーボートによるトカラ海峡での水温観測，漁海況予報事業による海洋観測，および200海里水域内漁業資源調査の一環として実施された卵・稚仔魚群分布精密調査は，共同研究機関である鹿児島県水産試験場の方々によって遂行されたものである．これまでの御協力に対しここに厚く御礼申し上げる．

文　献

1) 中井甚二郎　1949：鰮はなぜ漁れない．水産季刊，**2**，92-105，大日本水産会．
2) 中井甚二郎　1981：私のマイワシ産卵調査抄．さかな，**27**，16-23，東海区水産研究所．
3) 水産庁西海区水産研究所　1981：西海区ブロック卵・稚仔調査報告—IV，135pp.．昭和56年度調査結果概要，
4) 黒田一紀　1988：本邦の太平洋沿岸におけるマイワシ主産卵場の変遷，水産海洋研究会報，**52**(4)，289-296.
5) Hjort J. 1914: Fluctuation in the great fisheries of northern Europe viewed in the light of biological research. *Rapp. P.-v. Reun. Cons. Perm. int. Explor.* Mer 20, 1-228.
6) Flieral G. R. and J. S. Wroblewski 1984: The possible influence of warm core Gulf Stream rings upon shelf water larval fish distribution. *Fish. Bull.*, **83**, 3, 313-330.
7) Reed R. K, J. D. Schumacher and A. W. Kendall, Jr. 1988: NOAA's fisheries oceanography coordinated investigations in the western gulf of Alaska. *Eos*, **69**, 40, 890-891, 894.
8) 辻田時美　1957：東シナ海及び対馬海峡の漁場海洋学，1．漁場の水理構造とその生態学的特徴，西海区水産研究所研究報告，**13**，1-47.
9) 大島泰雄 1976：いせえび資源の培養に関する考え方，水産技術と経営，昭和51年10月号，53-58.

10) 井上尚文 1981：東シナ海および対馬暖流域における海況特性，五島の生物—壱岐・対馬との対比，29-72，長崎県生物学会.

11) 前田明夫・桜井仁人 1981：東シナ海黒潮の流路と流量の変動．琉球島孤周辺海域における陸棚斜面漁場の開発利用に関する研究，Ⅲ，昭和55年度研究経過報告書，46-49，鹿児島大学水産学部.

12) 井上尚文・川合英夫 1972：人工クラゲにより観測された東シナ海海底流について Ⅱ．西海区水産研究所研究報告，**42**，91-105.

13) 川合英夫 1972：黒潮と親潮の海況学．「海洋物理第Ⅱ編」，海洋科学基礎講座，**2**，129-321，東海大学出版会，東京.

14) 藤井正之・木村 稔 1960：大隅群島海域の黒潮の変動と屋久島の沿岸水温変化との関係（序報）．日本海洋学会誌，**16**，(2)，55-58.

15) 近藤正人 1968：対馬暖流域の海況の短期変動に関する研究—Ⅰ．西海区水産研究所研究報告，**36**，1-20.

16) 柴田 彰 1983：東シナ海大陸棚外縁に沿う黒潮の蛇行．海と空，**58**(4)，113-120.

17) 竹下克一 1983：漁場変動と黒潮の短期変動．水産海洋研究会報，**44**，113-117.

18) 濱川典之 1985：トカラ海域における黒潮流軸の変動．鹿児島大学修士論文，90pp..

19) Nagata Y. and K. Takeshita 1985: Variation of the sea surface temperature distribution across the Kuroshio in the Tokara Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**(4), 244-258.

20) 宮地邦明・井上尚文 1983：尖閣諸島近海における黒潮の流動特性．西海区水産研究所研究報告，**60**，57-70.

21) 宮地邦明・井上尚文 1986：奄美大島北西海域における黒潮の流動特性．西海区水産研究所研究報告，**63**，1-14.

22) Sugimoto T., S. Kimura and K. Miyaji 1988: Meander of the Kuroshio front and current variability in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **44**(3), 125-135.

23) 水産庁 1970：本州南部の黒潮流路，分岐の変動および沿岸海況とその魚群分布移動への影響の研究．昭和43年度特別研究促進調整費，黒潮国際共同調査に関する総合研究報告書，33-117，科学技術庁研究調整局.

24) 赤松英雄 1955：今冬の黒潮流域及び対馬暖流域の流量について．第8回西日本海洋調査技術連絡会報告，15-22.

25) 赤松英雄・秋山 勉 1956：1955年夏季における東シナ海の海況．第9回西日本海洋調査技術連絡会報告，6-30.

26) 長崎海洋気象台 1985：海洋速報，**116**，21pp..

27) 長崎海洋気象台 1986：海洋速報，**122**，35pp..

28) 鈴木成二・木村 稔 1963：草垣冷水塊観測報告．第17回西日本海洋調査技術連絡会議事録，**39**，38-39.

29) 市川 洋・高橋淳雄・前田明夫 1985：都井岬沖合断面の流れの特性と地形効果．「海洋の動態」(梶原欣二郎編)，96-103，恒星社厚生閣，東京.

30) Максимов, И. В. 1970: Гиофизические силы и воды океана. Гидрометеорлогическое изда тельств, Лзниград.〔高野健三・遠藤昌宏訳1974：地球・月・太陽による海洋・気候の長期変動．358pp.，東海大学出版会，東京〕

31) Sugimori Y., K. Miyaji and M. Akiyama 1981: A study of interaction between the Kuroshio and the continental coastal waters in the East China Sea. Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium on "Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea", Special Report of Institute of Oceanic Research, Tokai University, 42-66.

32) 庄島洋一 1983：浮魚産卵調査（昭和56年度第1次調査）．陽光丸調査研究報告，**6**，7-14，西海区水産研究所.

33) 庄島洋一 1985：九州西海域における昭和58年度春季の主要浮魚類卵・稚仔の出現状況．昭和58年度第1次調査．陽光丸調査研究報告，**8**，7-**22**，西海区水産研究所.

34) 花岡藤雄・小西芳信・古藤 力 1982：本邦南西海域における1981年及び1982年冬季の海況並

びにマイワシ魚群及び卵・稚仔の分布．黒潮の開発利用の調査研究成果報告書（その5），384-398．科学技術庁研究調整局・海洋科学技術センター．

35) 黒田一紀・鷲田義成　1988：1984および85年冬季の日本南方海域におけるマイワシの産卵．水産海洋研究会報，**50**(1)，88-92．

36) 花岡藤雄・小西芳信・古藤　力　1984：四国，九州南部沖合における1984年冬季の黒潮並びにマイワシ魚群及び卵・稚仔の分布．黒潮の開発利用の調査研究成果報告書（その7），323-329，科学技術庁研究調整局・海洋科学技術センター．

37) 渡部泰輔　1983：I．解析・評価手法の現状．「水産資源の解析と評価，その手法と適用例」，水産学シリーズ，**46**，9-28，恒星社厚生閣，東京．

38) 山下秀夫　1960：九州北西海域の環境条件と揚繰網漁況に関する一考察．西海区海況漁況研究資料，**8**，1-84．

39) 稲掛伝三　1987：道東まき網漁場におけるマイワシの分布・移動と海洋構造．「水産海洋環境論」（杉本隆成・石野誠・杉浦健三，中田英昭編），51-61，平野敏行教授退官記念会．

40) 水産庁西海区水産研究所　1986：西海区ブロック卵・稚仔調査報告—Ⅶ，昭和59年度調査結果概要．123pp..

41) Maul A. 1977: The anual cycle of the Gulf loop current. Part I: Observations during a one-year time series. *Journal of Marine Reserch*, **35**(1), 29-47.

42) Molinari R. L, D. W. Behringer, G. A. Manl and R. Legeckis 1977: Winter intrusions of the loop current. *Science*, **198**, 505-507.

43) Huh K. O., W. J. Wiseman, Jr. and L. J. Rouse, Jr. 1981: Intrusion of loop current waters onto the west Florida continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, **86** (C5), 4186-4192.

44) 宮地邦明　1989：薩南海域における マイワシ産卵場の形成にかかわる海洋環境．沿岸海洋研究ノート，**27**(1)，57-66．

45) 寺本俊彦・川辺正樹　1985：黒潮・黒潮続流域の流れと地形効果，2・1研究の背景．「海洋の動態」（梶原欣二郎編），79-88，恒星社厚生閣，東京．

46) 相川廣秋　1949：水産資源学総論．543pp.，産業図書株式会社，東京．

47) 近藤恵一　1964：マイワシの生態．水産研究叢書，56pp.，日本水産資源保護協会．

48) Novikov Yu. V. 1979：イワシ・サバ・サンマ水産生物学誌，（ソ連太平洋漁業海洋学研究所発行）ロソ漁業科学技術協力翻訳印刷文献，1980，1-69，水産庁．

49) 伊東祐方　1961：日本近海における マイワシの漁業生物学的研究．日本海区水産研究所研究報告，**9**，1-202．

50) 花岡藤雄・小西芳信　1988：南西海区における近年の産卵場形成と卵稚仔の補給状況．1986年度漁業資源研究会議第19回浮魚部会報告，59-71，漁業資源研究会議．

51) 田中昌一　1985：水産資源学総論．「新水産学全集」**8**，381pp.，恒星社厚生閣，東京．

西水研研報　第69号，平成3年5月
Bull. Seikai Natl. Fish. Res. Inst., 69, May 1991

A Diel Vertical Migration of the Copepod *Calanus sinicus* in Relation to Well-developed Thermocline in the Yellow Sea, October 1987*

Yasuhiro MORIOKA**, Fumiko SHINOHARA**, Junko NAKASHIMA**
and Takahiko IRIE**

Four hours interval plankton samplings were made with MTD nets by simultaneous horizontal tows at a site of the central area of the Yellow Sea. Thermocline was well-developed at the depth of 30–50 meters. Diel pattern of vertical distribution of *Calanus sinicus* instars older than copepodite stage Ⅲ was observed. Stages Ⅲ and Ⅳ showed no day-night difference. The center of the distribution coincided with well-developed thermocline. Stage Ⅴ and adult male were distributed below the thermocline at daytime and showed nocturnal upward migration into the center of thermocline. Adult female occurred scarecely during the day through vertical column, but was concentrated at the layer above the thermocline at night. It is suggested that the diel vertical migration is related to circadian rhythm of feeding in close association with the phytoplankton rich layer

INTRODUCTION

Planktonic copepod *Calanus sinicus* BRODSKY is distributed in the East China Sea, Yellow Sea and coastal waters of Japan.[1] This species often makes up a major component of the zooplankton biomass in the continental shelf waters of China[2] and in the Inland Sea of Japan,[3] playing an important role in the economy of the sea.[4]

KADOTA[4] recorded the vertical profiles of this species through water columns of 0–1,000 m in Suruga Bay and 0–2,200 m off Cape Nojimazaki, middle of the Japanese Pacific border. An ontogenetic diel vertical migration of this species was observed in detail in the Inland Sea of Japan.[5] We describe here an example of diel vertical migration of *C. sinicus* in relation to well-developed thermocline in the Yellow Sea where no observations on the vertical distribution of this species have been made hitherto.

Received April 12, 1991 (平成3年4月12日受理)
Contribution from Seikai National Fisheries Research Institute, No. 467 (西海区水産研究所業績第467号)
*A part of the paper presented at the Fourth International Conference on Copepoda, Karuizawa, Nagano Pref., Japan, September 16–20, 1990
**Seikai National Fisheries Research Institute, Kokubu-machi, Nagasaki 850, Japan (森岡泰啓・篠原富美子・中嶋純子・入江隆彦，西海区水産研究所　〒850 長崎市国分町49)

MATERIALS AND METHODS

Plankton samples were collected by simultaneous horizontal tows with MTD net assembly (with closing apparatus, 56 cm in mouth diameter, 0.35 mm mesh openings.[6] Four gears were mounted to a single wire cable at an appropriate interval and towed with a ship's speed of about 2 knots to keep the angle of wire cable at approximately 45 degrees. A flow meter was mounted at the center of each mouth ring of the shallowest and the deepest net. Volume of water filtered by the nets of intermediate layers was interpolated. Six series of diel samplings were made at an interval of 4 hours on board the *RV* Yoko Maru (500 metric tons) at a particular sampling station settled in the central part of the Yellow Sea, October 26-28, 1987 (Fig. 1). There was an interval of twenty hours in the sampling operations between the 26th and the 27th of October. Temperature and salinity were measured with Alec Electronics STD Memoring System® at each plankton sampling. Thermo- and haloclines existed between 30 and 50 m, and no temporal variations

Fig. 1. Location of MTD net sampling station in the Yellow Sea, October 1987.

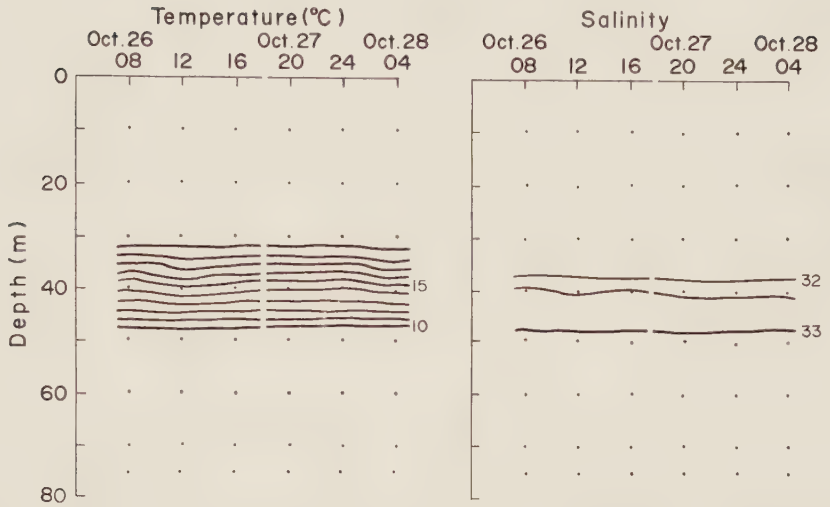


Fig. 2. Diel variation of temperature and salinity at the sampling station in the Yellow Sea, October 26-28, 1987. Twenty hours interval between the 26th and the 27th.

were observed in the vertical distribution of temperature and salinity during sampling period (Fig. 2).

RESULTS AND DISCUSSION

No *Calanus sinicus* younger than the second copepodite stage were collected (Fig. 3). The third stage was distributed in the layer of 20 to 50 m and coincided with the developed thermocline. At the same time some occurred above the thermocline. There is no diel change in the vertical distribution. The diel pattern in the forth stage was similar to that in the third stage. The fifth stage was one of the most active stages in diel migration. This stage occurred in the layer deeper than the thermocline during the day, and ascended to the shallower layer at night. The majority of it stopped its migration and stayed in the mid layer of the thermocline, while some individuals of it passed through the thermocline. The adult female was most abundant particularly at night showing a conspicuous peak in the layer above the thermocline. It occurred, however, in small number through vertical column without distinct concentration during the day. Neverthless Uye et al[5] showed a daytime concentration at certain depths in the Inland Sea of Japan. Adult male *Calanus* performed a diel migration resembling to that of the fifth stage, showing a nocturnal ascending. This pattern seems different from the previous observation of Uye et al,[5] which suggested inactive movement in relation to inactive feeding behavior for adult male in the Inland Sea of Japan.

The migrators abandoned to continue their upward movement to the surface and

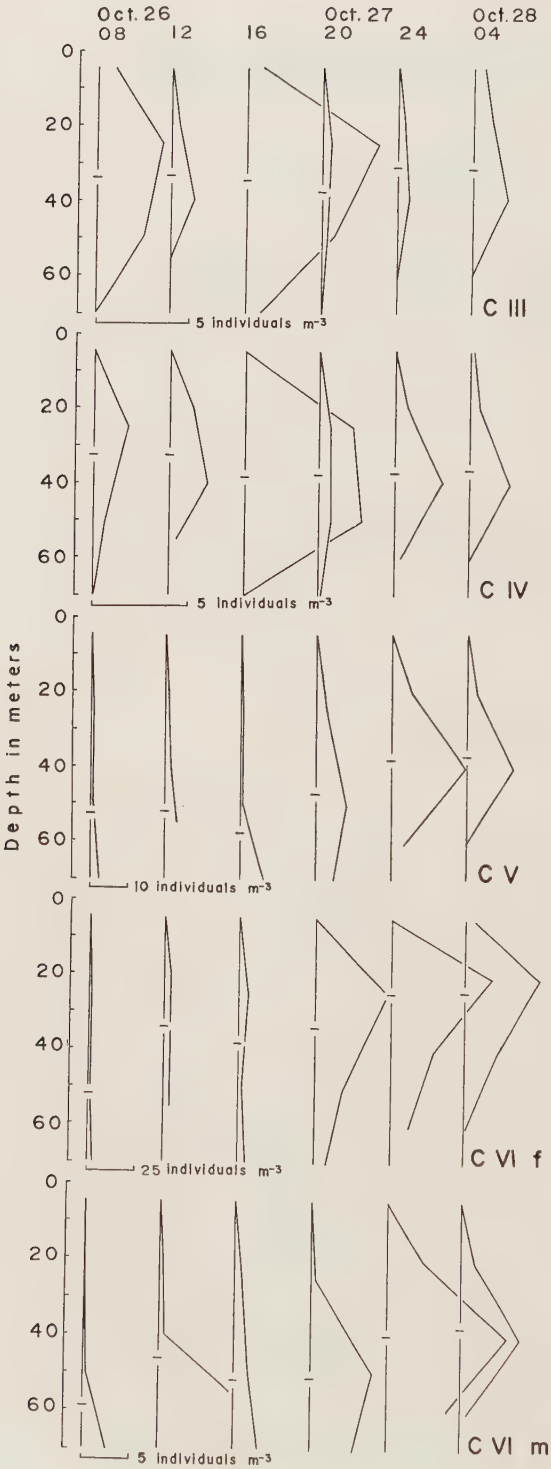


Fig. 3. *Calanus sinicus.* Diel variation in the vertical distribution according to the developmental stage. C, f and m refer to copepodite stage, female and male, respectively. Short bar in each column shows the depth of median population. The depth of the sea bottom is 80 meters.

stayed at certain depths at night. It might not sound so strange even if they had reached the surface, because temperature at the surface was less than 20°C which might be tolerable for *C. sinicus.*[7] Salinity of the surface layer might also be tolerable; salinity of Xiamen Harbour, China is less than 31 in May[8] when *C. sinicus* regenerates.[2] The distribution of phytoplankton biomass in terms of chlorophyll *a* shows some peak at certain depth in the Yellow Sea in summer (KOZASA unpublished). KOZASA[9] and MATSUDA et al[10] also observed the chlorophyll maximum layer in the vicinity of the pycnocline in the adjacent waters to the Yellow Sea in summer. HUNTLEY and BROOKS[11] suggested that hunger is the primary factor controlling vertical migratory behavior in *Calanus pacificus.* High nocturnal feeding activity is demonstrated not only for the fifth stage and adult female in the species of *Calanus*[12,13] but also for the fourth stage in *C. pacificus.*[5] The migrator's suspension of nocturnal excursion must be related to the periodical feeding at the suitable depth at night. In the present study, the third and fourth stages stayed in the thermocline day and night. This suggests that these stages keep feeding activity through day and night. Nocturnal ascent in adult male may also be related to circadian rhythm of feeding. Because the cutting edge of the mandible of adult male is not degenerated and not different fundamentally in morphology from the female (Fig. 4) which is an active feeder. It is suggested by OMORI[14] that rudimentary cutting edge of the mandible in adult *Neocalanus cristatus* means the absence of feeding.

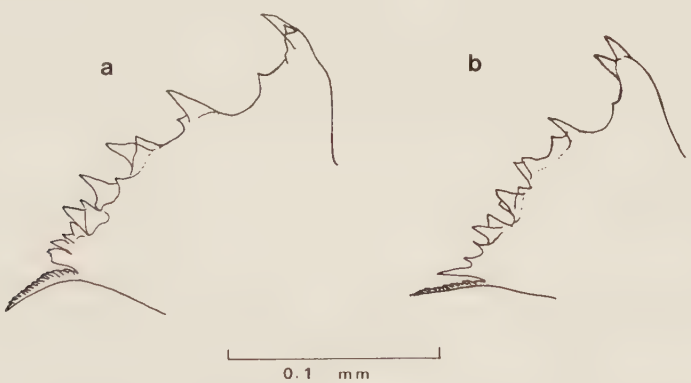


Fig. 4. ***Calanus sinicus.*** **Cutting edge of mandible in adult female (a) and male (b).**

Low light condition at night can provide a protection for zooplankton against visual predatory animals. Predation can be an important force in selecting for vertical migratory behaior in zooplankton,[15] and a hypothesis of the so-called predator avoidance has been supported by examples in lakes[16] and marine systems.[5,17–19] The present results are also likely to accept this hypothesis without discrepancy.

Neither food availability for zooplankton nor predation intensity would have accounted for the variation in migratory behavior if they had been considered alone.[15] The suspension of upward migration in the mid layer may also be governed by non-visual predators, carnivorous zooplankton.[19] A quantitative aproach to food requirement of predator and availability of the prey organisms and to such relation between zooplankton and phytoplankton might be an important knowledge to understand the adaptive significance of vertical distribution in zooplankters. Visual observation of feeding behavior in the consumer and avoiding behavior in the producer is fairly interesting.

ACKNOWLEDGEMENT

We are deeply indebted to Dr. F. Koga of the Seikai Institute for his valuable suggestions and comments on the manuscript. Thanks are also due to the crew member of *RV* Yoko Maru of the Institute for their help in plankton samplings and oceanographic observations on board the ship.

REFERENCES

1) Brodsky, K. A. 1965 : Variability and systematics of the species of the genus *Calanus* (Copepoda). I. *Calanus pacificus* Brodsky and *Calanus sinicus* Brodsky sp. n. *Expl. Fauna Sea*, **3**(11), 22–71 (in Russ., cited from Kidachi 1979[20]).

2) Lin , Y. and S. Li 1984 : A preliminary study on the life cycle of *Calanus sinicus* Brodsky in Xiamen Harbour. *J. Xiamen Univ.* (Natl. Sci.), **23**(1), 112–117 (in Chinese with English abstract).

3) Uye, S., H. Kuwata and T. Endo 1986 : Standing stock and production rates of phytoplankton and planktonic copepods in the Inland Sea of Japan. *J. oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 421–434.

4) Kadota, S. 1984 : Distributional characteristics of the copepod *Calanus sinicus* in coastal waters of southern part of middle Japan. pp. 121–123 In "Biological Processes in the Ocean". (ed. by R. Marumo) (in Japanese), Koseisha-Koseikaku, Tokyo, 462pp.

5) Uye, S., C. Huang and T. Onbe 1990 : Ontogenetic diel vertical migration of the planktonic copepod *Calanus sinicus* in the Inland Sea of Japan. *Mar. Biol.*, **104**, 389–396.

6) Motoda, S. 1971 : Devices of simple plankton apparatus. V. *Bull. Fac. Fish., Hokkaido Univ.*, **22**, 101–106.

7) Brodsky, K. A. 1972: Phylogeny of the Fam. Calanidae (Copepoda) on the basis of comparative-morphological analysis of its characters. *Expl. Fauna Seas*, **12**(20), 1–110 (in Russ., cited from Kidachi 1979[20]).

8) Hong, Q. 1987: Marine hydrometeorology. Temperature, salinity and density. *J. Oceanogr.*

Taiwan Strait., **6**(4), 332–348. (in Chinese with English abstract).

9) Kozasa, E. 1979 : Distribution of chlorophyll in the East China Sea. I. Characteristics for July 1978 measured with a Type II Variosens fluorometer. *Bull. Plankton Soc. Japan*, **26**(2), 87–95 (in Japanese with English abstract).

10) Matsuda, O., Y. Nishi, Y. H. Yoon and T. Endo 1989: Observation of thermohaline structure and phytoplankton biomass in the shelf front of East China Sea during early summer. *J. Fac. appl. biol. Sci., Hiroshima Univ.*, **28**, 27–35.

11) Huntley, M. and E. R. Brooks 1982 : Effects of age and food availability on diel vertical migration of *Calanus pacificus*. *Mar. Biol.*, **71**, 23–31.

12) Harris, R. P. and A. Malej 1986 : Diel patterns of ammonium excretion and grazing rhythms in *Calanus helgolandicus* in surface stratified water. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **31**, 75–85.

13) Dagg, M. J., B. W. Frost and W. E. Walser 1989 : Copepod diel migration, feeding and the vertical flux of pheopigments. *Limnol. Oceanogr.*, **34**, 1062–1071.

14) Omori, M. 1970 : Variations of length, weight, respiratory rate, and chemical composition of *Calanus cristatus* in relation to its food and feeding. pp. 113–126, In "Marine Food Chains", (ed. by J. H. Steele), Oliver & Boyd, Edinburgh, 552pp.

15) Haney, J. F. 1988: Diel patterns of zooplankton behavior. *Bull. mar. Sci.*, **43**(3), 583–603.

16) Zaret, T. M. and J. S. Suffern 1976 : Vertical migration in zooplankton as a predator avoidance mechanism. *Limnol. Oceanogr.* **21**(6), 804–813.

17) Fancet, M. S. and W. J. Kimmerer 1985 : Vertical migration of the demersal copepod *Pseudodiaptomus* as a means of predator avoidance. *J. exp. mar. Biol. Ecol.*, **88**, 31–43.

18) Frost, B. W. 1988 : Variability and possible adaptive significance of diel vertical migration in *Calanus pacificus*, a planktonic marine copepod. *Bull. mar. Sci.*, **43**(3), 675–694.

19) Ohman, M. D. 1990 : The demographic benefits of diel vertical migration by zooplankton. *Ecol. Monogr.* **60**(3), 257–281.

20) Kidachi, T. 1979 : Systematics in *Calanus* in the Japanese waters, with special reference to morphological differentiation of *Calanus* in Sagami Bay. I. *Aquabiology*, **2**, 9–15 (in Japanese with English abstract).

黄海における発達した躍層とかいあし類 *Calanus sinicus* の昼夜鉛直移動

森岡泰啓・篠原富美子・中嶋純子・入江隆彦

抄　　録

かいあし類 *Calanus sinicus*（平均体長およそ 2.7㎜）は，海洋動物プランクトンのなかで生物量としてしばしば大きな部分を占めることから，海の生物経済の上で重要視されている．しかし，その地理的，鉛直的分布量およびその時間的な変化の知見は極めて少なく，日周の鉛直移動については，瀬戸内海における観察の1例があるにすぎない．

1987年10月黄海中央部の1定点において4時間おきに MTD ネットの各層同時水平採集によって得られたプランクトン標本から *Calanus sinicus* の日周鉛直移動を発達した躍層との関連において考察した．

温度と塩分の躍層はともに30—50ｍにあった（それぞれ19.4—9.7℃，31.6—33.4）．コペポダイト第2期（CⅡ）未満の個体は採集されなかった．CⅢとCⅣは昼夜の移動を行なうことなく，20—50ｍ層に分布した．CⅤと雄の CⅥ（成体）は昼間に50ｍ以深に多く，夜間は40ｍを中心とする層に集中していた．雌の CⅥ は昼間には採集量が全層にわたって少なく，明らかなピークは認められなかったが，夜間には多量に採集され，最大は20ｍ層にみられた．このように若齢期個体が終日，そして，夜間に活発な摂餌をするとされている高齢期個体が夜間に躍層の中心またはその直上層に集中的に出現したことは，黄海における躍層がクロロフィル量の最も多い層と一致しているとみられることから，本種の鉛直移動が摂餌活動と密接に関連していることを示唆するものである．

非　売　品

平成3年5月25日　印刷
平成3年5月31日　発行

水産庁西海区水産研究所
〒850　長崎市国分町49

印刷人　松　尾　隆一郎
印刷所　株式会社　隆文社
佐世保市瀬戸越3—4—7
電話（0956）㊾3306

CONTENTS

(In Japanese with English abstract except * in English)

Kuniaki MIYAJI

Studies on the Eddies Associated with the Meander of the Kuroshio in the Waters off Southwest Coast of Kyushu and Their Effects on Egg and Larval Transport 1

*Yasuhiro MORIOKA, Fumiko SHINOHARA, Junko NAKASHIMA and Takahiko IRIE

A Diel Vertical Migration of the Copepod *Calanus sinicus* in Relation to Well-developed Thermocline in the Yellow Sea, October 1987 79

SEIKAI NATIONAL FISHERIES RESEARCH INSTITUTE

49 KOKUBU-MACHI, NAGASAKI 850

JAPAN